

УДК 551.72+551.21(470.22)

ДИНАМИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ДАВЛЕНИЯ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ПОРОД В ЗОНЕ РАЗВИТИЯ НАДВИГОВ¹

© 2025 г. Ш. К. Балтыбаев^{1, 2, *}, Э. С. Вивдич^{1, 2}, О. П. Полянский³, В. Г. Сverdлова³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет — Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 20.11.2024 г.

После доработки 10.03.2025 г.

Принята к публикации 28.03.2025 г.

В юго-восточном фрагменте Раахе-Ладожской шовной зоны на территории России, в пределах Мейерской тектонической зоны, выявлены повышенные давления (“overpressure”), вызванные структурно-метаморфическими преобразованиями пород при коллизионном взаимодействии аллохтонного и автохтонного блоков. Предполагается, что тектоническое взаимодействие жесткого блока коры архейского основания Карельского кратона (автохтона) и протерозойского гранулитового блока Свекофеннского пояса (аллохтона) контролирует условия формирования аномалий сверхлитостатического давления. Методами минеральной геобарометрии и численным термомеханическим моделированием в породах надвиговой зоны фиксируются значения до 9–11 кбар при литостатическом давлении 4–6 кбар. Полученные результаты позволяют считать, что природа локального сверхлитостатического давления (до 7–9 кбар), устанавливаемая по минеральным геобарометрам и численному термомеханическому моделированию, может объясняться тектоническим взаимодействием неоднородных по физико-механическим свойствам блоков, а не отражать погрешность применяемых инструментов минеральной геобарометрии.

Ключевые слова: сверхлитостатическое давление, тектоническая зона, надвиг, метаморфические породы, P – T параметры

DOI: 10.31857/S0869590325040035 EDN: SVSTNO

ВВЕДЕНИЕ

К концу XX века во многих работах было показано, что распределение P – T параметров в литосфере может сильно варьировать в зависимости от конкретной тектонической обстановки (например, England, Thompson, 1984). Чаще всего рост давления с глубиной объясняли только возрастающей нагрузкой выпшележащих пород. Лишь в последние годы появились специальные публикации, в которых исследователи приходят к выводу, что общее давление включает как литостатическую, так и динамическую составляющие. Их результирующее значение может иметь разный знак и в соответствии с этим общее давление либо повышается, либо понижается относительно литостатического, что в англоязычной литературе выражается терминами “overpressure” и “underpressure”

соответственно (Rutland, 1965; Mancktelow, 1993, 1995, 2008; Petrini, Podladchikov, 2000; Moulas et al., 2013; Schmalholz, Podladchikov, 2013; Schmalholz et al., 2014; Gerya et al., 2015 и др.).

Теоретические расчеты термодинамических режимов в субдукционных зонах подтверждают возможность возникновения тектонического сверхдавления в природных условиях (Li et al., 2010; Gerya et al., 2015 и ссылки в ней). Вместе с тем практически нет публикаций, в которых содержится петрологический материал и термобарометрические оценки, демонстрирующие следы этого явления в конвергентных зонах или иных тектонически активных областях.

В настоящей публикации мы рассматриваем тектоническую зону стыка двух крупных блоков в юго-восточной части Фенноскандинавского щита — Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона. Она рассматривается как палеоконвергентная зона (Gaal, Gorbatshev, 1987)

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

и известна под названием Раахе-Ладожская шовной структуры (РЛШС), протягивающейся от территории Северного Приладожья в России до Ботнического залива в Финляндии (рис. 1, врезка). В юго-восточном фрагменте РЛШС на территории России, в пределах Мейерской тектонической зоны (МТЗ) (Балтыбаев и др., 1996), наблюдаются признаки проявления повышенных давлений (“overpressure”) при структурно-метаморфических преобразованиях пород.

Целью настоящей работы является ответ на вопрос о возможности выявления динамической составляющей давления в тектонических (надвиговых или сдвиговых) зонах, размеры которых могут значительно уступать размерам конвергентных границ. Для достижения этой цели изучались метаморфические минеральные реакции в метапелитах и метабазах региональной тектонической структуры, проводилась геотермобарометрия пород с верификацией результатов по данным петрографических и минералогических наблюдений, а также численное термодинамическое и термомеханическое моделирование эволюции метаморфизма пород.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Структуры Свекофеннского подвижного пояса прослеживаются более чем на тысячу километров от северо-западной границы Восточно-Европейской платформы в России и вплоть до каледонских покровов в Норвегии (рис. 1, врезка). На территории России и Финляндии породы Свекофеннского пояса сочленяются с архейским Карельским кратоном по Раахе-Ладожской шовной зоне. В Северном Приладожье отчетливо диагностируется надвиговая природа этой зоны сочленения (рис. 1, разрез). Наиболее важным признаком тектонического соотношения пород является различие в их возрасте к югу и северу от предполагаемого сместителя надвига: на севере присутствуют породы архейского возраста в виде ремобилизованного гранито-гнейсового фундамента Карельского кратона, в то время как к югу от сместителя архейских пород нет и развиты исключительно протерозойские вулканогенно-осадочные толщи и интрузивы, относящиеся к Свекофеннскому поясу. Благодаря такому строению и возрастному делению в данном регионе комплексы пород отнесены к двум доменам: Южному и Северному (Baltybaev, 2013), которые сочленяются по Мейерской тектонической зоне.

Характерной особенностью субширотной Мейерской зоны является вещественная асимметричная латеральная зональность: вкрест ее простираясь резко и закономерно меняется уровень метаморфизма, литология, возраст и формационная специфика протерозойских стратифицированных

толщ, состав магматических пород. Распространенные к югу в составе глубокометаморфизованной лахденпохской серии известково-щелочные метавулканиты нормального ряда, близкие по составу к метариолито-дацитам и метабазалям, сменяются умеренно-щелочными и местами щелочными метабазами и метатрахиандезитами и их плутоническими аналогами на севере, в пределах стратиграфически коррелируемой с лахденпохской, но менее метаморфизованной ладожской серии.

Метаморфические породы к югу от шовной зоны представляют собой гранулиты, испытавшие диафорез в амфиболитовой фации, тогда как к северу представлены средне- и низкотемпературные породы амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Указанные соотношения объясняются надвигом гранулитов на относительно слабометаморфизованные породы окраины Карельского кратона (Baltybaev, 2013).

Развитие шовной зоны с эксгумацией пород гранулитового комплекса происходило в два этапа: 1.88–1.86 и 1.84–1.79 млрд лет назад, между которыми был интервал “затишья” длительностью до 30–50 млн лет (Балтыбаев и др., 2009, 2024).

Ранний этап (1.88–1.86 млрд лет) в аллохтонном гранулитовом блоке характеризовался пиковым умеренно- и среднебарическим (5–6 кбар) метаморфизмом (Балтыбаев, Вивдич, 2021). Породы автохтонного блока были преобразованы в условиях низко- и среднебарического (4–5 кбар) метаморфизма (Балтыбаев и др., 2009). Для некоторых, преимущественно тектонических зон автохтонного блока, приводились сведения о более высоких значениях давления (Гульбин, 2014; Кулаковский и др., 2015; Азимов, Ризванова, 2021).

Поздний этап (1.81–1.79 млрд лет) характеризовался сменой ранних высокотемпературных минеральных парагенезисов на средне- и низкотемпературные с массовым появлением водосодержащих минералов при постепенном снижении температуры и давления, а также роста активности воды (Балтыбаев и др., 2022).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород определялся методом рентгенофлуоресцентного (XRF) анализа в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 (Швейцария). Порошковая проба после смешения с флюсом (50% метабората лития, 50% тетрабората лития) в отношении 1:9 плавилась в золото-платиновых тиглях и далее прессовалась в таблетку. В зависимости от измеряемого компонента нижний предел

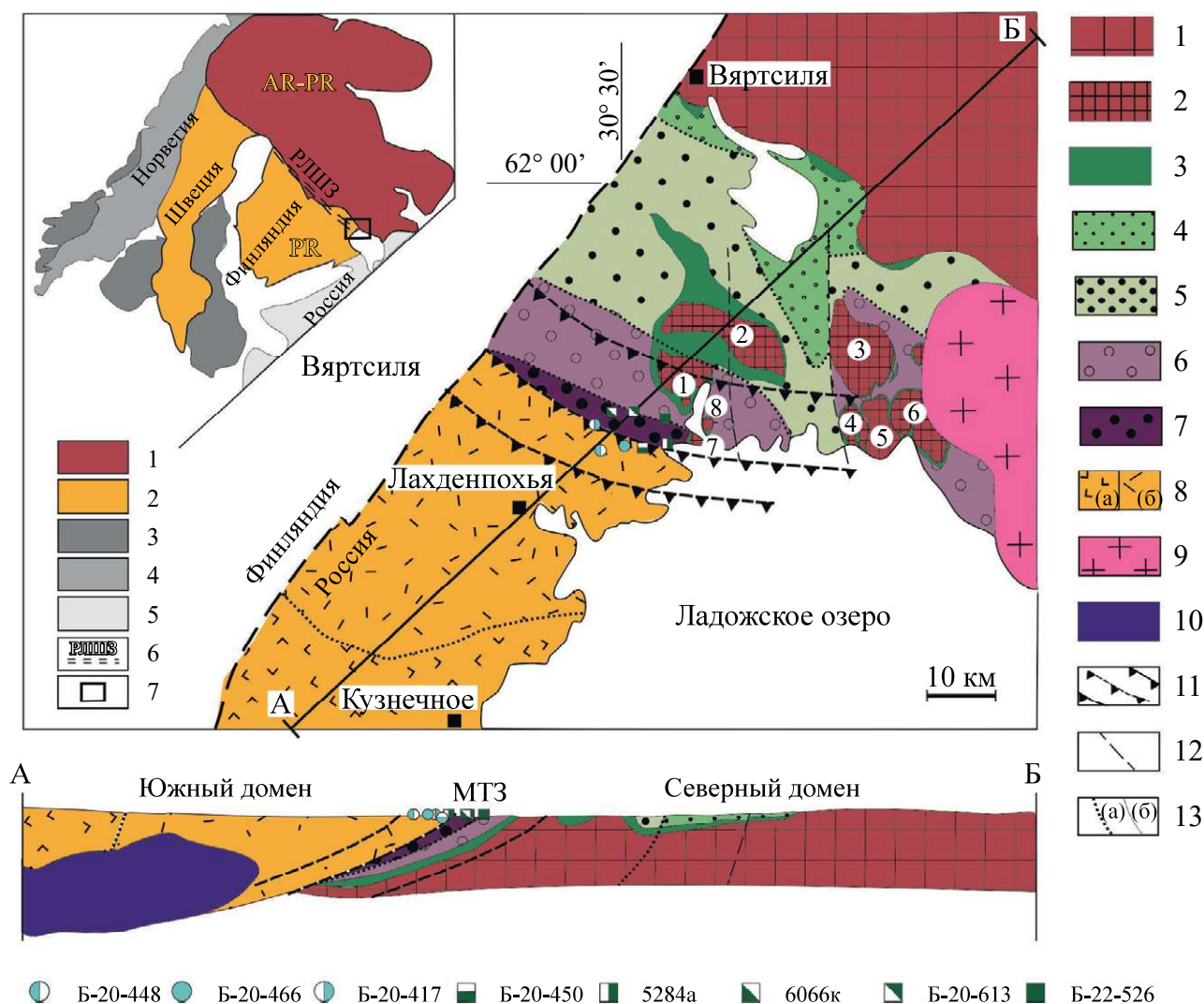


Рис. 1. Схематическая карта участка исследований с отображением метаморфической зональности Северного Приладожья.

1 — архейские породы Карельского кратона; 2 — выступ архейского фундамента в ядрах окаймленных гнейсовых куполов (1 — Сортавальский, 2 — Кирьяволахтинский, 3 — Коккасельский, 4 — Импилахтинский, 5 — Мурсульский, 6 — Питкярантский, 7 — Иниварский, 8 — Хавусский); 3 — метавулканисты сортавальской серии; 4–7 — нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров ладожской серии с метаморфическими парагенезисами биотит-хлоритовых (4), ставролитовых, андалузитовых (5) и силлиманит-мусковитовых (6) сланцев, силлиманит-ортоклазовых (7) гнейсов; 8 — раннепротерозойские породы области ультраметаморфизма и гранитизации: Приозерская зона (а) и Лахденпохская зона (б); 9 — граниты рапакиви; 10 — эндебиты и невоскрытые метабазиты; 11 — главный сместитель и условные северная и южная границы Мейерской тектонической зоны; 12 — тектонические разломы; 13 — границы между: породами разных метаморфических зон (а) и сериями пород (б).

На врезке: положение свекофеннид в структурах региона по линии разреза АБ. 1 — архейские породы Фенноскандинавского щита (интракратонные протерозойские структуры для упрощения схемы не показаны), 2 — свекофенниды, 3 — дальсланиды, 4 — каледонииды, 5 — рифейский чехол, 6 — Раахе-Ладожская шовная зона, 7 — участок исследований. Условными обозначениями разной формы обозначены местоположение и номера исследуемых образцов метapelитов (круги) и метабазитов (квадраты).

определения концентрации оксидов колебался в диапазоне 0.01–0.05 мас. %.

Изучение состава минералов проводилось с помощью растрового электронного микроскопа высокого разрешения JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL,

Япония) в ИГГД РАН (аналитик Галанкина О.Л.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, метод ZAF-коррекции для расчета поправок на матричные эффекты. Стандарты состава — природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов

составлял 0.1 мас. %. Данные рентгеноспектрального микроанализа обрабатывались в программе MINAL3 (автор Доливо-Добровольский Д.В., ИГГД РАН).

Оценка P – T параметров образования метаморфических минеральных парагенезисов произведена методом мультиравновесной геотермобарометрии с помощью программы winTWQ v. 2.64 (Berman, 1991, 2007). В расчетах применялась база термодинамических данных JUN92 (Berman, 1988) для минералов из метаморфических пород базитового состава и база DEC06 (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007) — для минералов метапелитов.

Для проверки P – T параметров формирования амфиболсодержащих парагенезисов в метабазитах использован модуль avPT программы THERMOCALC (версия 3.40) с базой данных ds55s (Holland, Powel, 1998).

Диаграммы с псевдосечениями построены с помощью программного комплекса Perple_X (версия 7.1.6) (Connolly, 1990, с обновлениями до 2024 г.). Для построений использовалась база термодинамических данных hp62ver (Holland, Powell, 2011). Диаграммы рассчитаны при условии присутствия углекислотно-водного флюида, мольная доля углекислого газа X_{CO_2} в котором менялась от 0.3 до 0.7 в зависимости от состава образца. Для расчетов с участием метапелитов выбраны модели твердых растворов граната — Gt(W), биотита — Bi(W), полевого шпата — Fsp(C1), ортопироксена — Opx(W), кордиерита — hCrld, хлоритоида — Ctd(W), шпинели — Sp(WPC), ставролита — St(W), белых слюд — Mica(W), хлорита — Chl(W), ильменита — Ilm(WPH) и расплава — melt(W) в системе MnTiNCKFMASH- CO_2 (White et al., 2014). В расчетах с метабазитами к набору указанных выше моделей добавлялись клинопироксен — Augite(G), моноклинный амфибол — cAmph(G), эпидот — Ep(HP11); модель ильменита заменена на Ilm(W), а расплава — на melt(G) (Green et al., 2016); ставролит и кордиерит не учитывались. Изолинии содержания минералов построены в модуле WERAMI программного комплекса Perple_X.

Метод минеральной термобарометрии с применением гранат-роговообманково-плаггиоклазового (GHP) термобарометра реализуется в программе GHP_win. Температура рассчитывается по гранат-роговообманковому термометру, давление — как среднее (avP) из оценок трех (тремолит-чермакитового, тремолит-паргаситового и тремолит-глаукофанового) барометров (Dale et al., 2000). Для расчетов необходимы химический состав роговой обманки и минеральные составы сосуществующих с ней граната и плаггиоклаза.

По изученной тектонической зоне обобщены результаты минералого-петрографического изучения 37 образцов, из которых для термодинамических расчетов наиболее информативными

оказались восемь образцов метапелитового и метабазитового состава. Также было использовано 152 анализа химического состава породообразующих минералов.

Моделирование тектоно-термальной эволюции коры в зоне развития надвига выполнено для 2D численной термомеханической модели с применением программного пакета MSC.Marc/Mentat 2010. Подробное описание методики и этапов построения численной модели приведено далее в тексте.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

По химическому и минеральному составу изученные образцы делятся на две группы: метапелиты и метабазиты.

Среди метапелитов преобладают гранат-биотитовые гнейсы, для которых характерна ориентированная текстура, порфиروبластовая и кристаллобластовая (наиболее распространены лепидогранобластовая и гранолепидобластовая), мелко- и среднезернистая, часто неравномернозернистая структура (рис. 2а–2г). Породообразующими минералами метапелитов являются гранат, биотит, плаггиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Зерна преимущественно гипидиоморфные и ксеноморфные, редко встречаются идиоморфные гранат и биотит. Модальный минеральный состав метапелитов приведен в табл. 1. Поздние изменения проявлены в виде развития хлорита по биотиту, мусковита по калиевому полевому шпату, замещения граната агрегатом биотит + плаггиоклаз ± мусковит ± кварц.

Метабазиты характеризуются содержанием в том или ином количестве амфибола и/или пироксена. Породы имеют гнейсовидную, сланцеватую текстуры. Структура мелко-среднезернистая и мелкозернистая, неравномернозернистая, гетеробластовая (кристаллобластовая и порфиروبластовая) (рис. 2д–2з). Минеральный состав метабазитов (табл. 1.) достаточно пестрый: в разных количествах встречаются роговая обманка, амфиболы ряда куммингтонит–грюнерит, клинопироксен, гранат, кварц, биотит, плаггиоклаз, рудные минералы. Также распространены вторичные эпидот, карбонаты, мусковит, хлорит. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, алланит и др.

Для целей термобарометрии пород представляют интерес минералы переменного состава, в число которых входят гранат, биотит, полевые шпаты, встречающиеся в обеих группах пород, а также амфиболы, распространенные в метабазитах.

Гранаты метапелитов по составу относятся к пироп-альмандиновым разностям с содержаниемgrossуляра до 11 мол. % и спессартина —

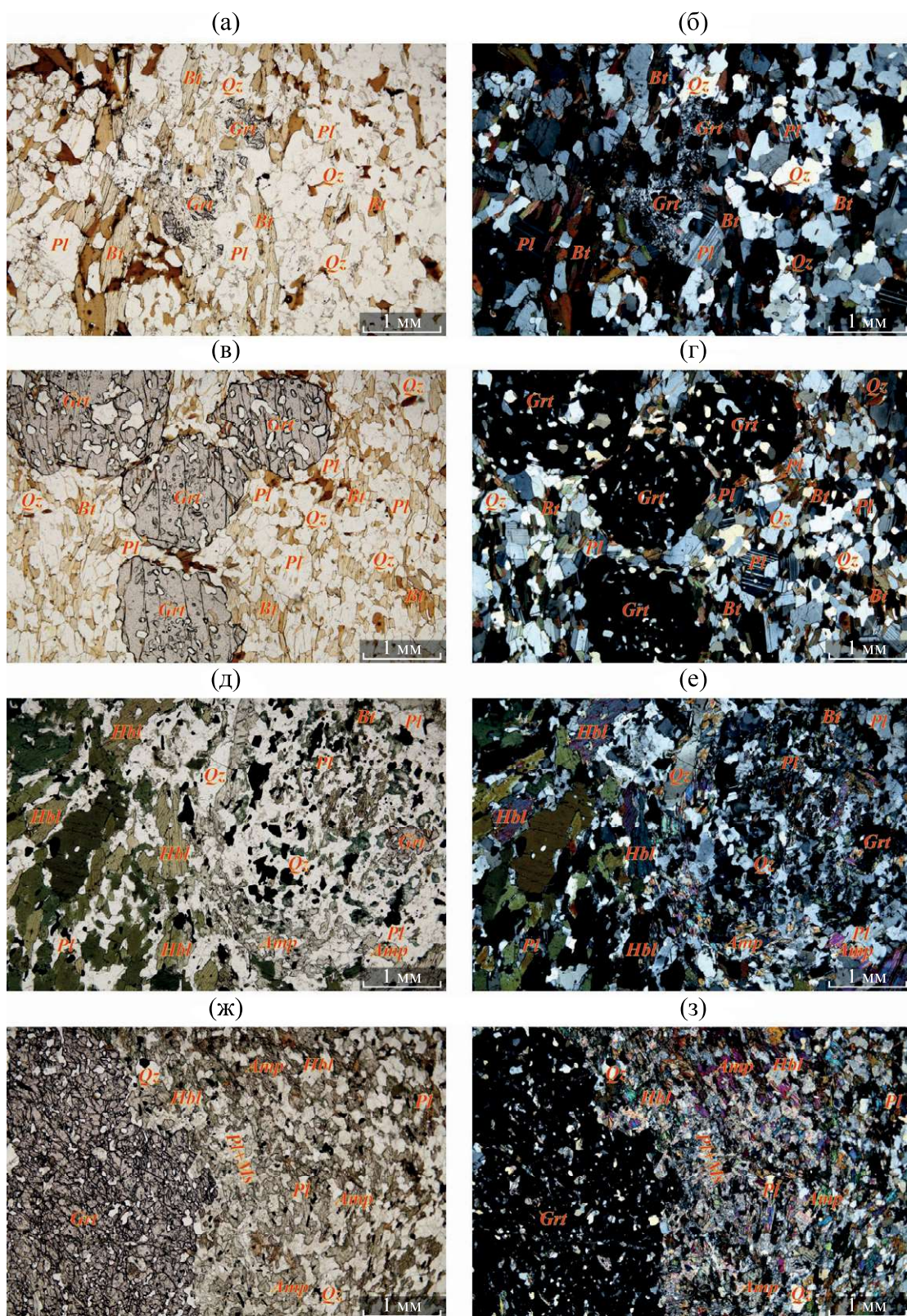


Рис. 2. Фотографии шлифов метаморфических пород Мейерской тектонической зоны, снятые при параллельных (а, в, д, ж) и скрещенных (б, г, е, з) николях. Представлены образцы метапелитов (обр. Б-20-417 (а, б), обр. Б-20-466 (в, г)) и метабазитов (обр. 5284а (д, е), обр. Б-22-613 (ж, з)).

Таблица 1. Модальный минеральный состав исследуемых образцов пород Мейерской тектонической зоны

Образец	Порода	Минеральный состав, об. %							Проч. вторичные и аксессуарные минералы
		<i>Amp</i> ¹	<i>Cpx</i>	<i>Grt</i>	<i>Bt</i>	<i>Pl</i>	<i>Kfs</i>	<i>Qz</i>	
5284a	<i>Grt</i> –амфиболит	60	—	3	—	15–20	—	10–15	<i>Bt</i> (<5), <i>Ore</i> (5)
6066к	<i>Px</i> – <i>Hbl</i> –сланец	40	20	—	—	25–30	—	<2	
Б–22–526	<i>Grt</i> – <i>Hbl</i> – <i>Bt</i> гнейс	15	—	2	40	23	—	15	<i>Cal</i> (3), <i>Chl</i> (2), <i>Ore</i> (<1)
Б–22–613	<i>Grt</i> –амфиболит	60	—	5	20	5	—	<2	<i>Ms</i> (5), <i>Ep</i> (<1), <i>Ap</i> (<1), <i>Ore</i> (<1)
Б–20–417	<i>Grt</i> – <i>Bt</i> гнейс	—	—	3–5	25–30	30–35	5–7	25	
Б–20–448	<i>Grt</i> – <i>Bt</i> гнейс	—	—	2–3	10–15	25	20	20	<i>Ms</i> (10), <i>Chl</i> (10), <i>Ore</i> (<1)
Б–20–450	<i>Amp</i> – <i>Grt</i> гнейс	10	—	50		20		10	<i>Bt</i> (10), <i>Ilm</i> , <i>Ap</i> , <i>Kfs</i> (<1)
Б–20–466	<i>Grt</i> – <i>Bt</i> гнейс	—	—	15	20–25	35	5	25	<i>Ap</i> (<1)

¹Аббревиатура минералов по (Whitney and Evans, 2010).

до 20 мол. % (Supplementary² 1, ESM_1). Гранаты в метабазитах отличаются повышенным содержанием кальциевого минала — до 17–23 мол. % и низким марганцевого минала — до 5–15 мол. % (Supplementary 1, ESM_1). Такие гранаты являютсяgrossулар-альмандинами.

В редких случаях порфиروبласты граната метapelитов и метабазитов сохраняют слабую зональность (рис. 3). В обр. Б-22-526 от центра к краю зерна доля пироба и grossулара меняется незначительно при заметном понижении концентрации спессартина и повышении доли альмандина (рис. 3а, 3б). В зерне из обр. Б-20-466 от центра к краю доля пироба и grossулара снижается, а содержание альмандина растет (рис. 3в, 3г).

Магнезиальность биотита в исследуемых образцах меняется от ~0.2 до 0.6 (Supplementary 1, ESM_1), для слюды из метабазитов характерны более железистые составы. Al^T меняется от 1.12 до 1.23 а.ф.е.³ для метapelитов и 1.14–1.26 а.ф.е. для метабазитов (~1.41 а.ф.е. в обр. Б-22-613) (Supplementary 1, ESM_1). Содержание Al^M в биотите из пород разных групп также различается: 0.10–0.34 а.ф.е.

в метабазитах и 0.32–0.65 а.ф.е. в метapelитах (Supplementary 1, ESM_1). X_{Na} в слюде не превышает 0.10 (Supplementary 1, ESM_1).

Номер плагиоклаза меняется в широком диапазоне: от 27 до 80 мол. % An (Supplementary 1, ESM_1). Наиболее основные разности зафиксированы в обр. Б-22-613 (89–91 мол. % An). Редко встречается поздний альбит (0–6 мол. % An). Примесь ортоклазового минала во всех образцах практически равна нулю.

Амфиболы в изученных метабазитах преимущественно кальциевой группы, реже — магнезиально-железистой (ряд куммингтонит — грюнерит) по классификации (Leak et al., 1997). Ниже более подробно охарактеризованы кальциевые амфиболы, поскольку именно они использовались для целей геотермобарометрии. По составу эти амфиболы относятся к магнезиогорнблендитам и чермакитам (рис. 4). Содержание Si^T от 6.0 до 6.9 а.ф.е., Al^T от 1.1 до 1.8 а.ф.е. и Al^C от 0.4 до 2.0 а.ф.е. (Supplementary 1, ESM_1). Сумма (Na + K) в позиции А не превышает 0.47 а.ф.е. Максимальное содержание Na^B — 0.20 а.ф.е., тогда как Ca^B варьирует в диапазоне 1.68–1.98 а.ф.е. Максимальное содержание Ti — 0.12 а.ф.е. (Supplementary 1, ESM_1).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ *P–T* РЕЖИМОВ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД

Для выявления *P–T* параметров метаморфических пород в изученной тектонической зоне были

²Дополнительные материалы к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены в:
Supplementary 1, ESM_1.xlsx — Химические составы минералов;
Supplementary 2, ESM_2.xlsx — Список использованных минеральных реакций;
Supplementary 3, ESM_3.xlsx — Результаты *P–T* оценок.

³а.ф.е. — атомы на формульную единицу.

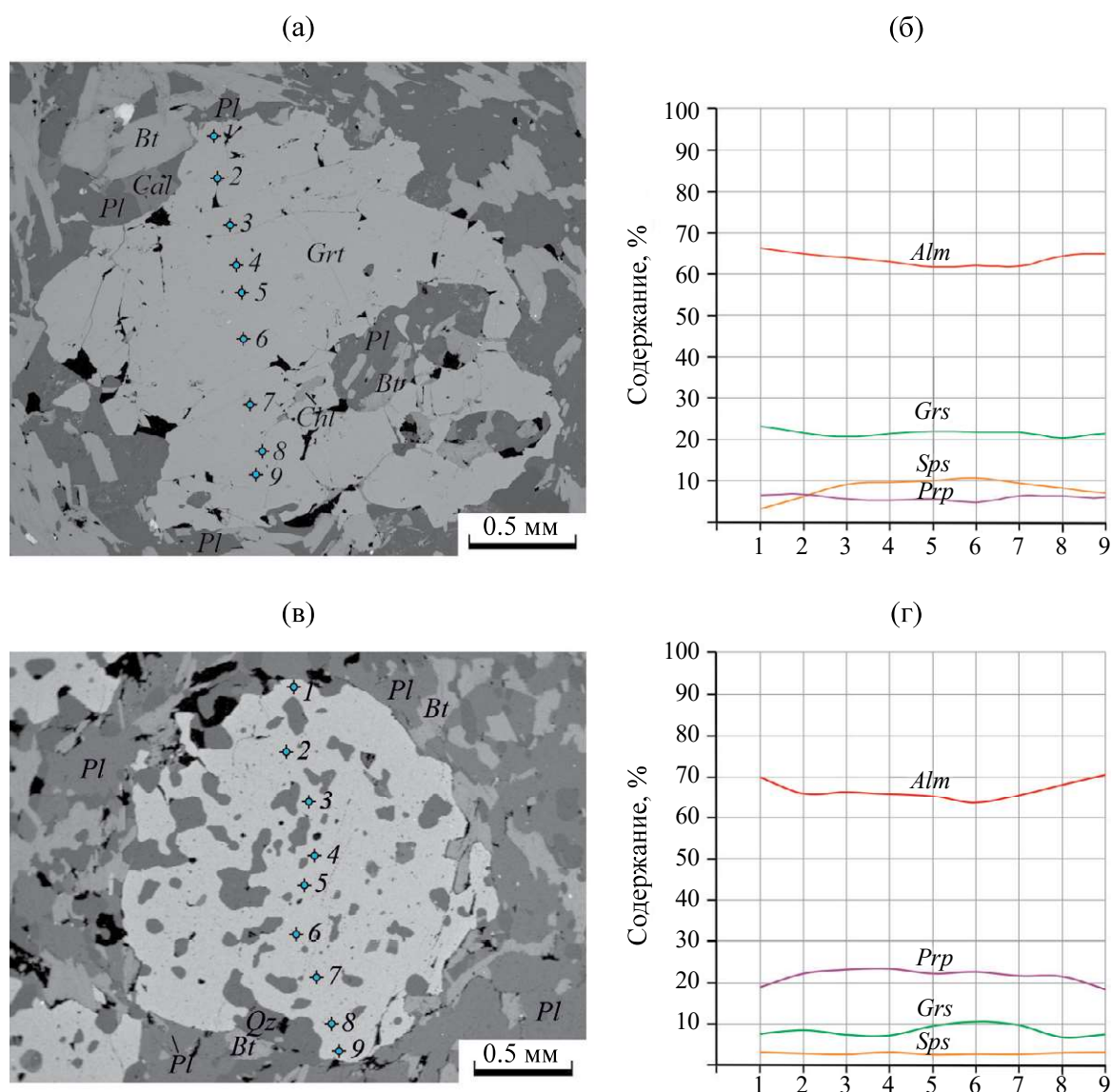


Рис. 3. BSE-изображения порфиробластов граната из образцов метабазита Б-22-526 (а) и метапелита Б-20-466 (в) с соответствующими профилями распределения содержаний минералов в них (б, г).

протестированы минеральные составы метапелитов и метабазитов. Выбор методов для P – T -метрии определялся минеральными парагенезисами в породах.

Метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU

Оценка P – T параметров становления термодинамического равновесия в парагенезисе $Grt + Bt + Pl + Kfs + Qtz$, типичном для метапелитов, осуществлялась с применением метода TWEEQU (TWQ), реализованном в компьютерной программе winTWQ (Berman, 1991, 2007). Расчеты проводились с учетом водно-углекислотного флюида, мольная доля воды в котором изменялась от 0.3 до 0.7.

рис. 3 можно чуть уменьшить, чтобы сохранить набранный текст на полосе

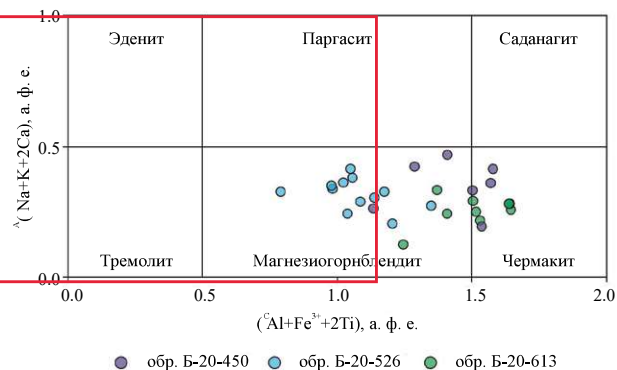


Рис. 4. Составы Са-амфиболов из образцов метабазитов Мейерской тектонической зоны на классификационной диаграмме по (Hawthorne et al., 2012).

рис. 4 на ширину двух колонок, иначе не читабельный, до
Метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU

Полученные пересечения линий минеральных реакций указывают на установления равновесия в диапазоне 8.0–11.1 кбар при 770–800°C (рис. 5а, 5б). Каждая из приведенных диаграмм представляет результаты для конкретных образцов Мейерской тектонической зоны (рис. 1) с признаками равновесия между минералами по петрографическим данным.

Методом TWEEQU были также проанализированы минеральные ассоциации метаморфических пород базитового состава. Для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ получены P – T параметры равновесия в диапазоне 7.0–7.6 кбар и 710–730°C (рис. 6а, 6б).

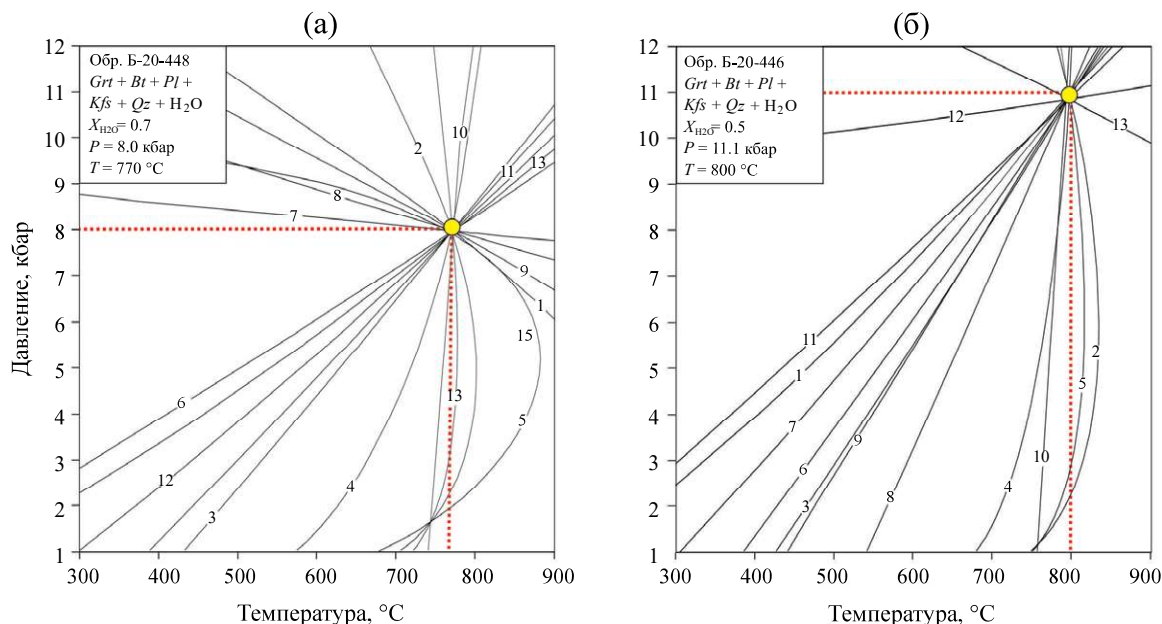


Рис. 5. P – T диаграммы для образцов гранат-биотитовых гнейсов Мейерской тектонической зоны.

Цифрами отмечены реакции, приведенные в Supplementary 2, ESM_2. На диаграммах номера образцов: Б-20-448 (а), Б-20-446 (б), местоположение которых указано на рис. 1.

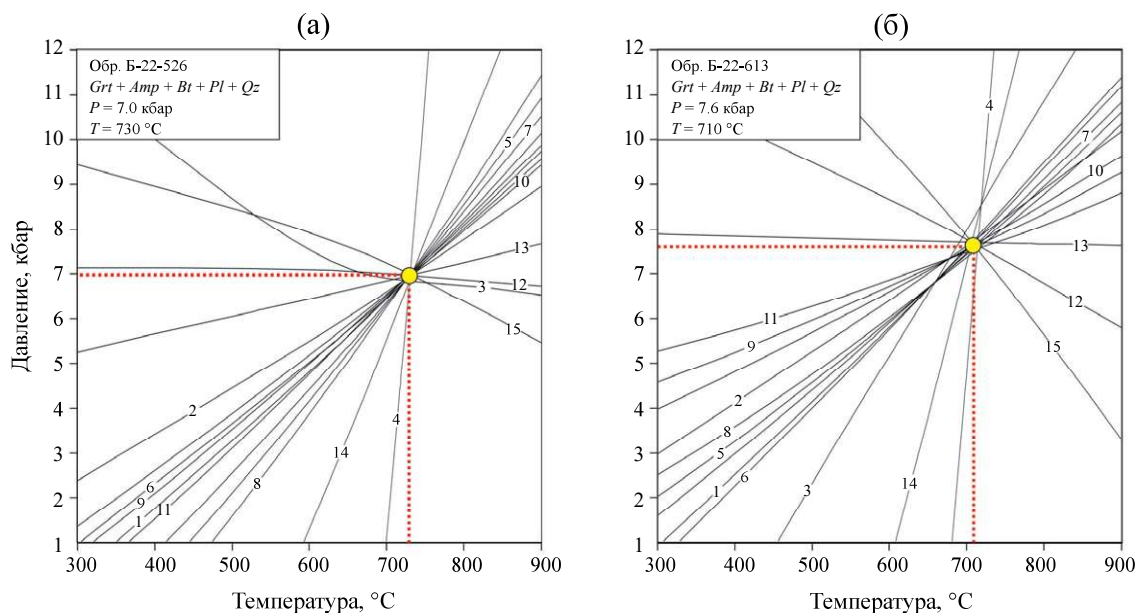


Рис. 6. P – T диаграммы для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ из образцов метабазитов Б-22-526 (а) и Б-22-613 (б).

Цифрами отмечены реакции, приведенные в Supplementary 2, ESM_2. Местоположение образцов показано на рис. 1.

*Метод мультиравновесной термобарометрии
avPT-THERMOCALC*

Применение метода avPT для оценки P – T параметров позволило подтвердить появление повышенного давления в исследуемых образцах метабазитов. Для двух образцов гранатовых амфиболитов (обр. Б-22-526, Б-22-613) установлено равновесное состояние при 7.7 кбар и 700°C (рис. 7а) и 8.4 кбар и 730°C (рис. 7б).

*Метод термобарометрии по гранат-
роговообманково-плаггиоклазовой
ассоциации минералов*

Данный метод (Dale et al., 2000) использован для оценки P – T параметров гранатовых амфиболитов. Расчеты показали наибольшие значения $P = 8$ – 9 кбар и $T = 670$ – 700 °C для обр. Б-22-613. При этом по составам близко расположенных друг к другу граната и амфибола (рис. 8а, 8б)

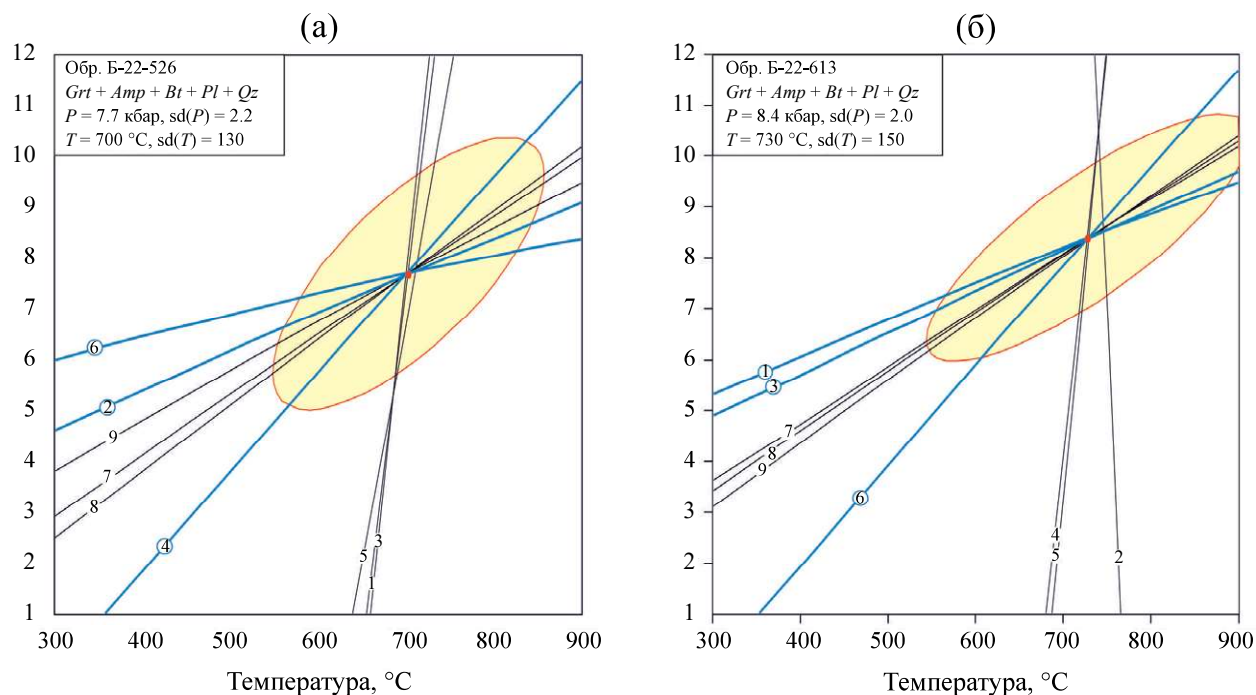


Рис. 7. P – T параметры, рассчитанные в программе THERMOCALC, для парагенезиса $Grt + Amp + Bt + Pl + Qz$ из образцов метабазитов Б-22-526 (а) и Б-22-613 (б). Цифрами отмечены реакции, приведенные в Supplementary 2, ESM_2. Местоположение образцов показано на рис. 1.

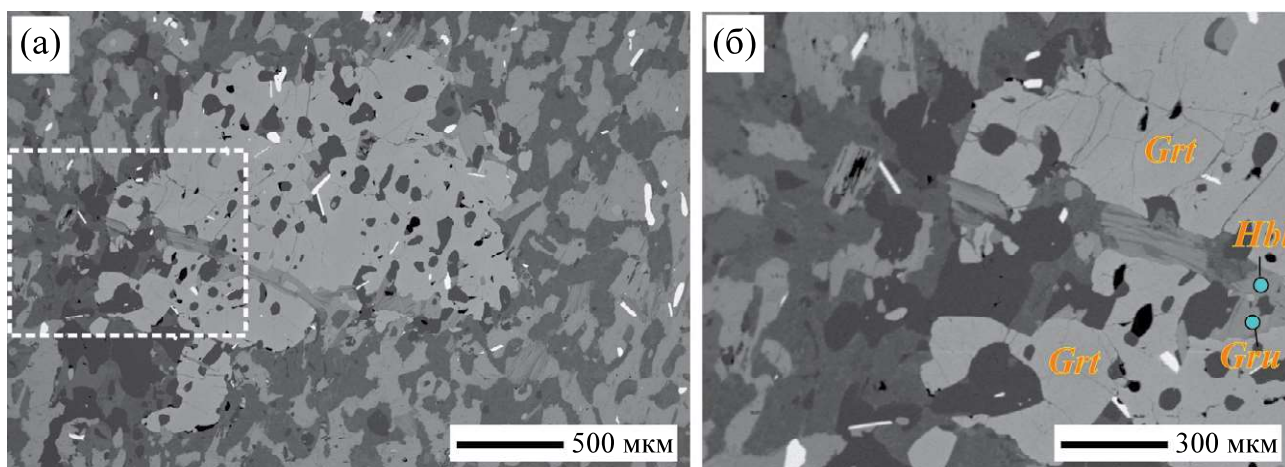


Рис. 8. BSE-фотография образца метабазита Б-22-613 (а) и увеличенный фрагмент (б) с контактирующими гранатом и амфиболом, для которых фиксируется наиболее высокое давление по гранат-роговообманково-плаггиоклазовому термобарометру (Dale et al., 2000).

фиксируется наиболее высокое давление, достигающее 9.3 кбар при температуре около 700°C. Для парагенезиса из обр. Б-20-450 получены значения $P = 8.6$ кбар и $T = 750^\circ\text{C}$ (Supplementary 3, ESM_3). Химический состав минералов амфиболита в обр. Б-22-526, в котором наблюдаются неоднородность минерального состава и признаки регрессивных преобразований, выявил значения $P = 5.0$ кбар и $T = 560^\circ\text{C}$ (Supplementary 3, ESM_3).

Метод моделирования устойчивых минеральных фаз PERPLE_X

Моделирование условий образования метapelитов и метабазитов проводилось методом построения псевдосечений в программе Perple_X. В

модельных построениях мольная доля углекислоты X_{CO_2} менялась от 0.3 до 0.7, по данным изучения флюидных включений в метаморфических и метайнтрузивных породах Северного Приладожья, включая породы тектонической зоны (Балтыбаев и др., 2000, 2022). Область появления расплава для метapelитов показана на рис. 9.

Полученные для образцов метapelитов поля устойчивости минералов представлены на рис. 10. Сопоставление результатов термобарометрии “мультиравновесий” и построения псевдосечений для обр. Б-20-448 выявляет положение точки пересечения минеральных реакций в пределах области развития парагенезиса $Bt + Pl + Grt + M + Sil \pm Kfs \pm \pm Qz$: $T = 750\text{--}780^\circ\text{C}$, $P = 5.5\text{--}9.5$ кбар (рис. 10a). Содержание расплава при 770°C и 8 кбар достигает

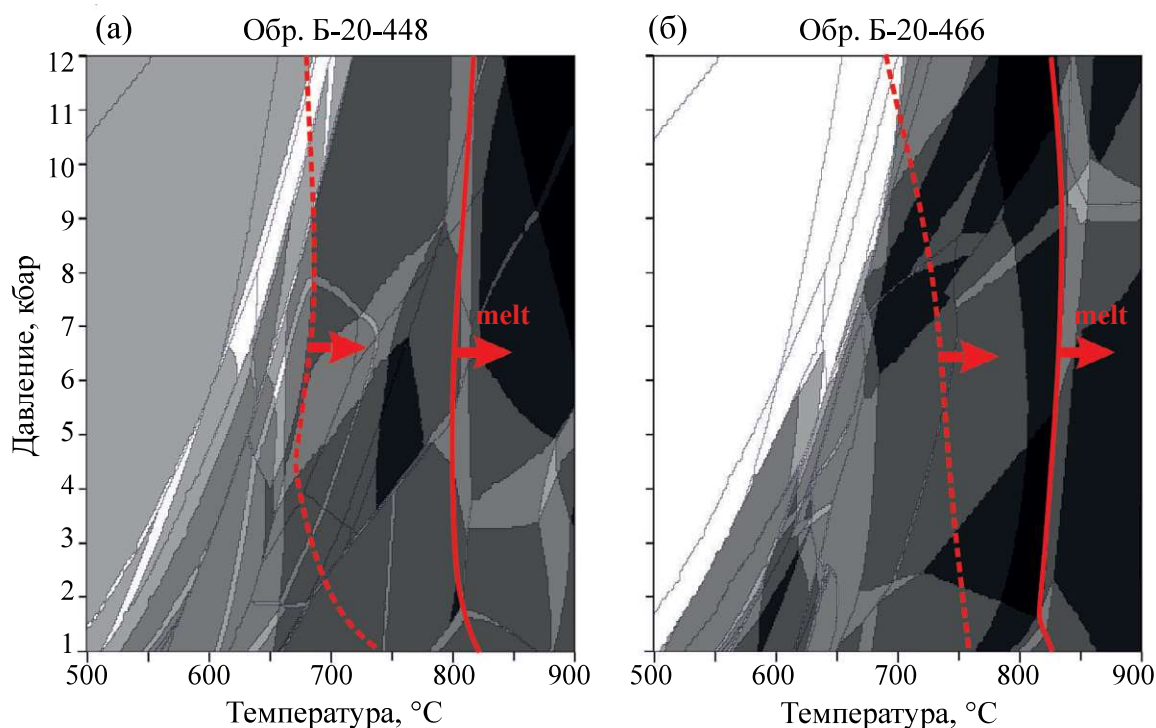


Рис. 9. Результаты компьютерного моделирования метapelитов МТЗ.

Красной линией обозначен гранитный минимум для метapelитов в условиях действия углекислотно-водного флюида: при $X_{\text{CO}_2} = 0$ (штриховая линия) и $X_{\text{CO}_2} = 0.3$ (сплошная линия).

Рис. 10. Результаты компьютерного моделирования минерального состава образцов метapelитов Б-20-448 (а–в) и Б-20-466 (г–е).

(а, г) — поля устойчивости минеральных парагенезисов, рассчитанные в программе PERPLE_X, с выделением области существования минерального парагенезиса в образцах Б-20-448 и Б-20-466 соответственно; (б, д) — детализация области с необходимым парагенезисом и изомоды (сплошные линии), отражающие содержание (в об. %) граната (красные линии), биотита (коричневые линии), плагиоклаза (синие линии), кварца (голубые линии); (в, е) — диаграммы с изоплетами (пунктирные линии), отвечающими содержанию (в долях ед.) альмандина (красные линии), пиропы (фиолетовые линии), гроссуляра (зеленые линии), анортита (синие линии) и аннита (коричневые линии). Знаками “+” и “–” показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в псевдосечении. На диаграмме исключены поля, содержащие альбит (*Ab*), парагонит (*Pg*), а также не отображены фазы, содержание которых не превышает 1 об. %. Цифрами в кружках обозначены следующие псевдосечения: 1 — $Bt + Pl + Kfs + M + Grt + Ky + Qz + Rt$; 2 — $Bt + Pl \pm Kfs + M + Grt + Crd + Sil + Qz$; 3 — $Bt + Pl \pm Kfs + M + Grt + + Crd + Qz$.



50 об. %, тогда как силлиманит, не зафиксированный в породе, согласно расчетам, составляет менее 4 об. %. Модальный минеральный состав образца и модельный химический состав *Grt*, *Bt* и *Pl* совпадают с реальными наблюдениями (рис. 10б, 10в).

В гранат-биотитовом гнейсе обр. Б-20-466 парагенезис *Bt* + *Pl* + *Grt* + *Qz* устойчив в широком диапазоне условий: $T = 590\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 6.4\text{--}12.0$ кбар (рис. 10г). Примечательно, что сдвиг в область повышенных температур ($\sim 800^\circ\text{C}$) при $P > 11$ кбар приводит к появлению в указанном парагенезисе *Kfs*, микроскопические зерна которого обнаружены в породе в ходе рентгеноспектрального микроанализа. Моделируемый минеральный состав хорошо воспроизводит реально наблюдаемый в шлифе (рис. 10д). Максимальная суперпозиция изоплет, отражающих состав сосуществующих минералов в метапелите, локализована в области $T \sim 720^\circ\text{C}$ и $P \sim 11\text{--}12$ кбар (рис. 10е).

Для пироксен-роговообманкового сланца в обр. 6066к характерный парагенезис *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Cpx* + *Amp* + *Qz* устойчив в области $T = 670\text{--}810^\circ\text{C}$ и $P > 7.3$ кбар (рис. 11а). Реальный минеральный состав по изомодам воспроизводится в условиях $T \sim 750^\circ\text{C}$ и $P \sim 9.0$ кбар (рис. 11б).

В обр. Б-20-450 искомое сечение существует в широком диапазоне изменения давления — от 4 до 9 кбар (рис. 11г), однако по суперпозиции изомод (рис. 11д) и изоплет (рис. 11е) можно локализовать область до $T = 600\text{--}700^\circ\text{C}$ и $P \sim 7\text{--}9$ кбар.

В метабазитах отсутствие устойчивых минеральных реакций приводит к сильным колебаниям моделируемого минерального состава. Для выявления ключевых компонентов, изменение или постоянство которых оказывает существенное влияние на состав пород, были применены построения с химическими потенциалами породообразующих оксидов.

Результаты моделирования минерального состава образца гранатового амфиболита Б-22-613

представлены на рис. 12а–12д. Наиболее существенное влияние на формирование минерального парагенезиса оказывает изменение химического потенциала калия $\mu\text{K}_2\text{O}$: уменьшение его до диапазона $(-855)\text{--}(-880)$ кДж/моль ограничивает “биотитизацию” породы и приводит к появлению необходимого количества амфибола. При этом пределы изменения химических потенциалов ключевых петрогенных оксидов невелики: $(-1654)\text{--}(-1647)$ кДж/моль $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 12а), $(-324)\text{--}(-320)$ кДж/моль μFeO (рис. 12в), $(-756)\text{--}(-747)$ кДж/моль μCaO (рис. 12д), $(-636.6)\text{--}(-636.0)$ кДж/моль μMgO (рис. 12ж).

Полученные методами геотермобарометрии оценки давления для некоторых пород Мейерской тектонической зоны приведены в табл. 2.

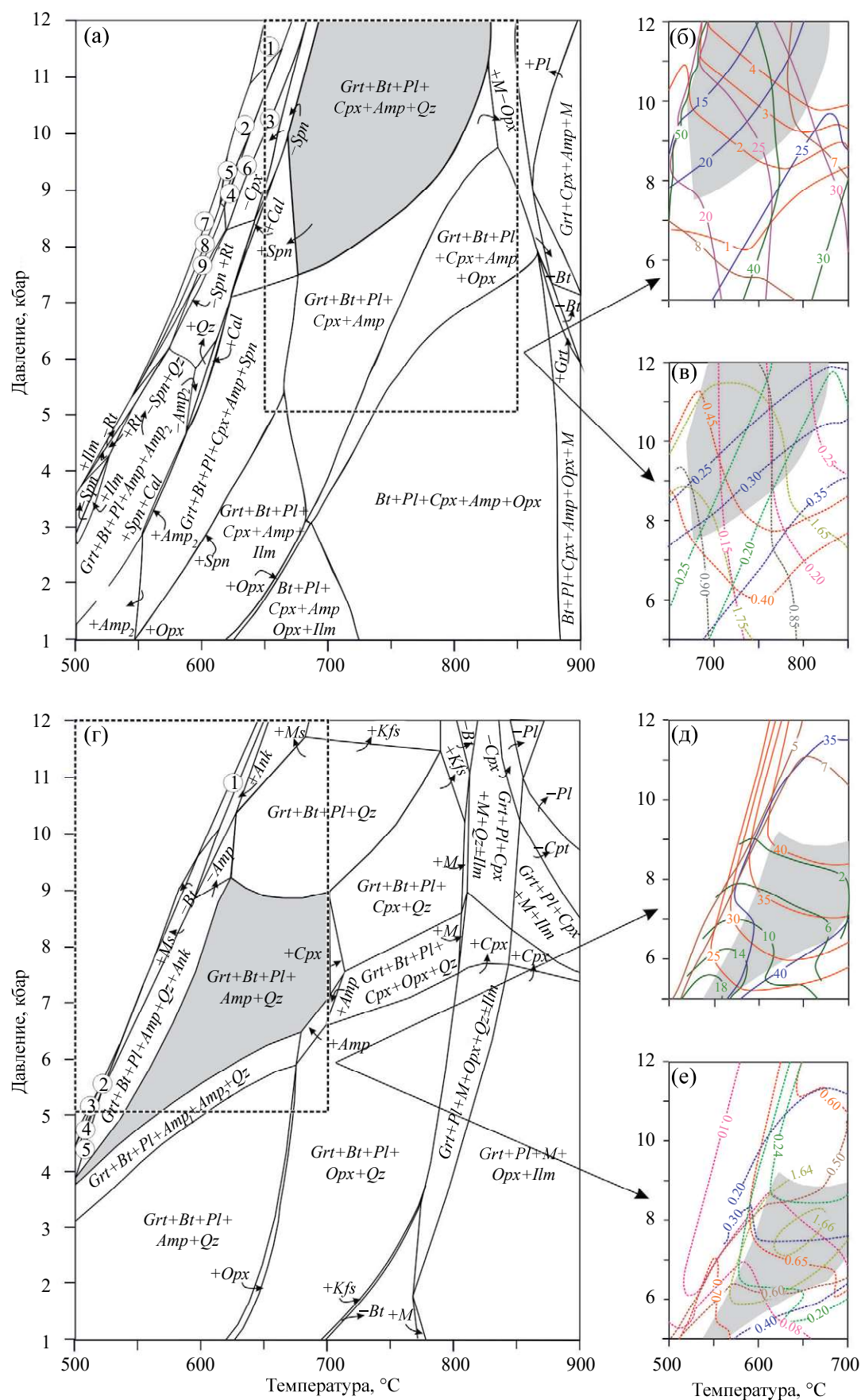
ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ “КОЛЛИЗИИ” ВБЛИЗИ МЕЙЕРСКОГО НАДВИГА

На основе геологических данных была построена термомеханическая модель развития коры в районе Мейерского надвига и выбраны граничные условия, соответствующие тектоническому взаимодействию аллохтона (Южный домен, Свекофеннский блок) и автохтона (Северный домен, окраина Карельского кратона). Такое взаимодействие доменов мы условно определяем как “коллизия” с целью упрощения изложения. Структура коры в районе Мейерского надвига шириной 20 км задана с учетом ее стратификации по глубине и латеральной неоднородности состава структурно-метаморфических комплексов.

Математическое моделирование взаимодействия блоков коры проводилось в рамках механики деформируемого твердого тела (МДТТ). Задача МДТТ решалась как квазистатическая, без учета инерционных членов в уравнениях движения. Дискретизация уравнений МДТТ проводилась методом конечных элементов (Коробейников, 2000).

Рис. 11. Результаты компьютерного моделирования минеральных составов образцов метабазитов 6066к (а–в) и Б-20-450 (г–е).

(а, г) — поля устойчивости минеральных парагенезисов, рассчитанные в программе PERPLE_X, с выделением области существования минерального парагенезиса в образцах 6066к и Б-20-450 соответственно; (б, д) — детализация области с необходимым парагенезисом и изомоды (сплошные линии), отражающие содержание (в об. %) клинопироксена (серые линии), роговой обманки (оранжевые линии), граната (красные линии), плагиоклаза (синие линии), биотита (коричневые линии); (в, е) — диаграммы с изоплетами (пунктирные линии), отвечающими содержанию (в долях ед.) альмандина (красные линии), пиропы (фиолетовые линии), гроссуляра (зеленые линии), анортита (синие линии) и аннита (коричневые линии), диопсида (серые линии) и Ca^{2+} (а.ф.е.) в амфиболе (оранжевые линии). Знаками “+” и “–” показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в псевдосечении. На диаграмме исключены поля, содержащие альбит (*Ab*), парогонит (*Pg*), а также не отображены фазы, содержание которых не превышает 1 об. %. Цифрами обозначены следующие псевдосечения: (а) 1 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Rt* + *Dol* + *Ank*; 2 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Cal* + *Dol* + *Ank*; 3 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Rt* + *Cal* + *Dol* + *Ank*; 4 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Rt* + *Ilm* + *Dol* + *Ank*; 5 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Cal* + *Dol*; 6 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Ilm* + *Dol* + *Ank*; 7 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Ilm* + *Cal* + *Dol* ± *Ank*; 8 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Rt* + *Cal* + *Dol*. (г) 1 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Ms* + *Qz* + *Dol* + *Ank*; 2 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Ms* + *Amp* + *Qz* + *Sd* + *Ank*; 3 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Ms* + *Chl* + *Qz* + *Sd* + *Ank*; 4 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Qz* + *Sd* + *Ank*; 5 — *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Amp* + *Chl* + *Qz* + *Sd* + *Ank*.



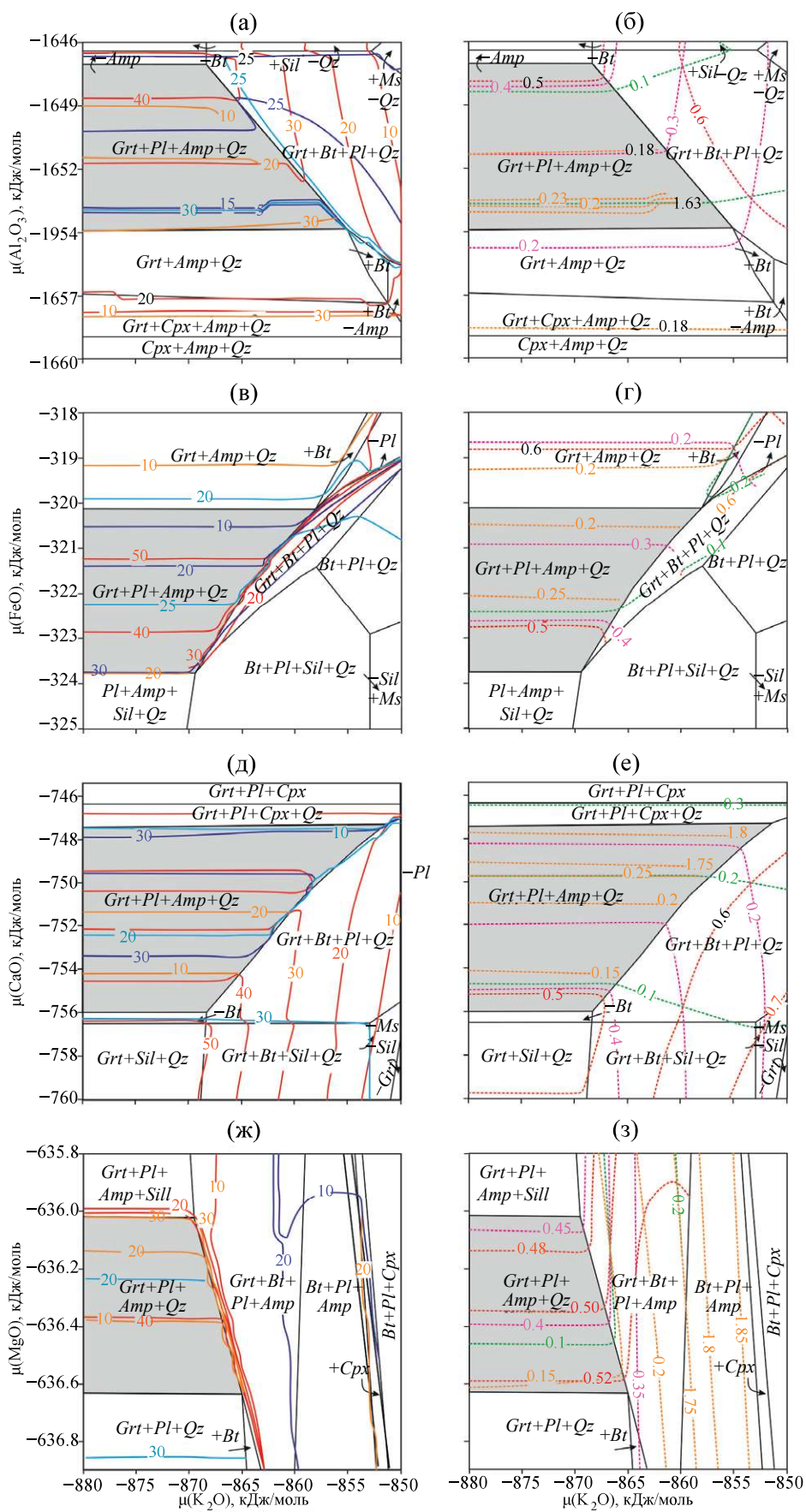


Рис. 12. Диаграммы с псевдосечениями для заданного состава образца метабазита Б-22-613.

(а, б) $\mu\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\mu\text{K}_2\text{O}$; (в, г) $\mu\text{FeO--}\mu\text{K}_2\text{O}$; (д, е) $\mu\text{CaO--}\mu\text{K}_2\text{O}$; (ж, з) $\mu\text{MgO--}\mu\text{K}_2\text{O}$. (а, в, д, ж) — диаграммы с изомодами (сплошные линии), показывающими содержание (в об. %) породообразующих минералов: амфибола (оранжевые линии), граната (красные линии), плагиоклаза (синие линии), кварца (голубые линии); (б, г, е, з) — диаграммы с изоплетами (пунктирные линии), отвечающими содержанию (в долях ед.) альмандина (красные линии), пирропа (фиолетовые линии), гроссуляра (зеленые линии) и Ca^{2+} (а.ф.е.) в амфиболе (оранжевые линии). Знаками “+” и “—” показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в псевдосечении. Моделирование выполнено при фиксированных значениях температуры, давления и мольной доли углекислоты во флюиде: $T = 700^\circ\text{C}$, $P = 7.3$ кбар, $X_{\text{CO}_2} = 0.3$. Исходный состав породы, в мас. %: SiO_2 49.55, TiO_2 1.04, Al_2O_3 18.07, Fe_2O_3 13.55, MnO 0.22, MgO 6.2, CaO 5.89, $\text{Na}_2\text{O} < 0.1$, K_2O 3.12, P_2O_5 0.32. Серым цветом выделены псевдосечения с подходящим парагенезисом.

Таблица 2. Результаты оценок общего давления методами геотермобарометрии

Образец	TWQ		avPT		GHP		Perple_X	
	P , кбар	T , $^\circ\text{C}$	P , кбар	T , $^\circ\text{C}$	P , кбар	T , $^\circ\text{C}$	P , кбар	T , $^\circ\text{C}$
Метапелиты								
Б-20-417	6.6	670	—	—	—	—	4.5–7.6 (3.0–8.4)	630–680 (520–740)
Б-20-448	8.0	770	—	—	—	—	(5.0–9.5)	(700–780)
Б-20-466	10.8–11.1	780–800	—	—	—	—	11.0–12.0 (6.5–12.0)	720 (600–800)
Метабазиты								
5284a	—	—	—	—	—	—	(4.0–7.5)	(530–700)
6066к	—	—	—	—	—	—	9.0 (>7.3)	750 (670–810)
Б-22-526	7.0	730	7.7	700	5	560	—	—
Б-22-613	7.6	710	8.4	730	7.8–9.7	700–720	7.3	700
Б-20-450	7.7	780	—	—	8.6	750	8.0–9.0 (4.0–9.0)	600–700 (500–700)

Примечание. В скобках даны диапазоны P и T , выделенные с использованием изомод и изоплет.

Моделирование выполнялось с применением программного пакета MSC.Marc/Mentat 2010. Решались уравнения механического равновесия и уравнения теплопроводности в связанной постановке с реологической моделью поведения вязкоупруго-пластического материала блоков коры. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода приведены в работах (Korobeynikov et al., 2009; Полянский и др., 2010; Reverdatto et al., 2019) и здесь не повторяются.

Температурные граничные условия заданы следующими: постоянная температура 800°C или постоянный мантийный тепловой поток 0.011 Вт/м² в основании (Kukkonen, Peltonen, 1999), постоянная температура на поверхности 0°C , теплоизолированные боковые границы. В уравнении теплопроводности учитываются радиогенные источники тепла: 1.2 мкВт/м³ в протерозойской и 1.47 мкВт/м³ в архейской коре (Kremenetsky et al., 1989).

Диссипация тепла ввиду трения и вязких деформаций не учитывалась. Механические граничные условия: свободное скольжение на нижней границе, заданная скорость перемещения на левой, неподвижная по горизонтали правая граница и условия свободной поверхности на верхней.

Рассматривалась 2D постановка связанной термо-механической задачи в приближении плоских деформаций (однородная деформация в перпендикулярном направлении). Для построений использовалась комбинированная вычислительная сетка из плоских 3х- и 4х-угольных элементов, средний размер элемента равен 500–600 м. Реологическое поведение метаморфических пород при умеренных и высоких P – T параметрах описывается законом течения упруго-вязко-пластического тела (Gerya, 2015). Для описания пластического поведения использована модель материала с функцией пластичности Друкера–Прагера в виде:

$$f(\sigma) \equiv \alpha J_I + J_{II}^{\frac{1}{2}} - \frac{\sigma_Y}{\sqrt{3}} = 0, \quad (1)$$

где J_I и J_{II} — первый и второй инвариант тензора напряжений, σ_Y — эмпирические константы, аналогичные параметрам сцепления C и угла внутреннего трения ϕ в законе Кулона–Мора (Коробейников, 2000):

$$\alpha = \frac{\sin \phi}{\sqrt{9 + 3 \sin^2 \phi}}; \sigma_Y = C \sqrt{3(1 - 12\alpha^2)}$$

Наличие водно-углекислотного флюида в породах взаимодействующих блоков существенно влияет на выбор реологических параметров пластичности: присутствие флюида будет понижать значение эффективного коэффициента внутреннего трения в сравнении с сухими условиями.

Для описания дислокационной ползучести (крипа) использовался закон течения для модели материала Максвелла (Ranalli, 1995) в виде:

$$\dot{\varepsilon}^{cr} = 3^{-\frac{n+1}{2}} 2^{1-n} A \bar{\sigma}^n e^{\frac{H}{RT}} \quad (2)$$

где $\dot{\varepsilon}^{cr}$ — скорость деформации крипа, $\bar{\sigma}^n$ — дифференциальное напряжение, A — масштабный коэффициент, n — показатель нелинейности ($n = 1$ для ньютоновой вязкости), H — энергия активации деформации, e — основание натурального логарифма.

Температурная зависимость дифференциально-го напряжения при заданной скорости деформации

конкретного материала коры приведена на рис. 13, реологические параметры и теплофизические свойства указаны в табл. 3.

Модельная кора по составу пород подобрана соответствующей геологическому строению Мейерской зоны, приведенной на рис. 1. В моделируемой системе эта область рассматривается в составе отдельных блоков (рис. 14): PR_{Lh} — раннепротерозойские породы области ультраметаморфизма и гранитизации с эндебитами (лахденпохская серия), mc — блок мафитовой коры, PR_L — нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный разрез ладожской серии, PR_S — метавулканиды сортавальской серии, AR — архейские породы Карельского кратона.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ С ДРУГИМИ ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКИМИ КОДАМИ

Важным этапом математического моделирования является тестирование и верификация используемого метода путем сравнения собственных результатов с результатами численных и аналоговых экспериментов других авторов в идентичных постановках. В рамках межлабораторного тестирования алгоритмов, представленного в (Buiter et al., 2006), сопоставлялись результаты лабораторных экспериментов и компьютерных моделей сжатия и растяжения пластообразного тела с заданной геометрией и реологией материала-стандарта, характеризующейся свойствами песка. В указанной работе анализ итогов моделирования

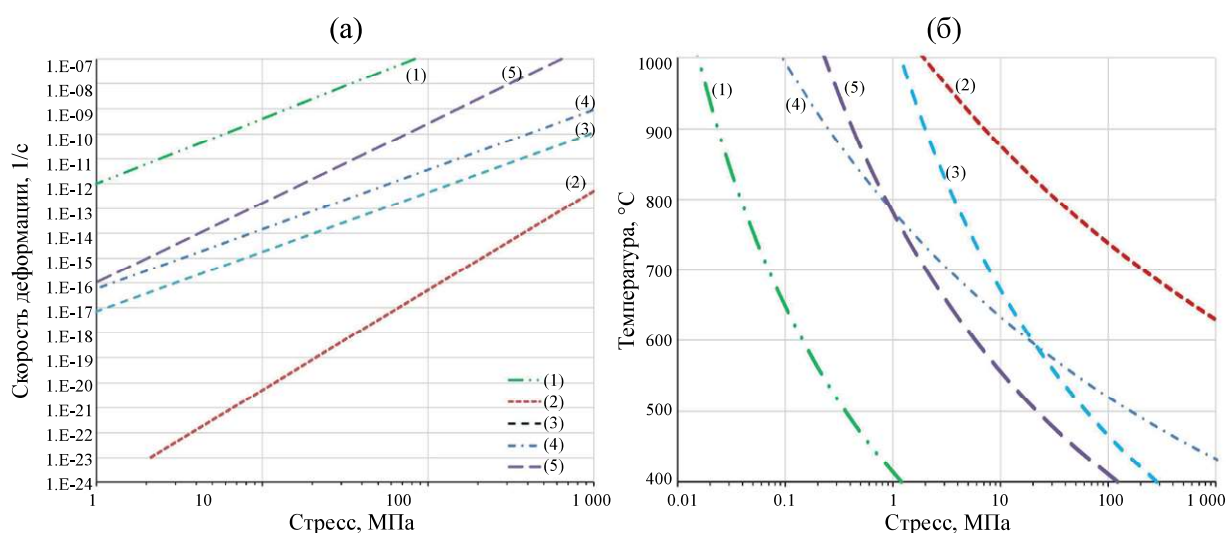


Рис. 13. Графическое представление реологического закона деформаций крипа для используемых в модели материалов: (а) — зависимость напряжения от скорости деформации при фиксированной температуре 700°C; (б) — зависимость напряжения от температуры при фиксированной скорости деформации 1.e-15 (1/c).

Номера линий соответствуют свойствам: 1 — PR_L, влажного кварцита (Kronenberg, Tullis, 1984), 2 — PR_S, габбро/амфиболита (Zhou et al., 2012), 3 — AR, сухого гранита (Ranalli, 1995), 4 — PR_{Lh}, безводного гранулит (Leloup et al., 1999), 5 — mc, мафической коры (Perchuk et al., 2018).

Таблица 3. Значения теплофизических параметров, используемых в референтной модели

Блок	Плотность	Модуль Юнга	Коэф. Пуассона	Тепл. расширение	Теплопроводность	Теплоемкость	Параметры крипа		
	ρ , кг/м ³	E, ГПа	ν	α , (1e-5 1/K)	λ , Вт/(м·K)	C_p , Дж/(кг·K)	A , Па ⁻ⁿ с ⁻¹	H , кДж/моль	n
1	2800	50	0.25	3	2.5	742	4.0e-21	134	2.6
2	2800	— // —	— // —	3	2.5	807	2.0e-14	644	4.0
3	2800	— // —	— // —	3	2.5	1250	6.8e-24	156	2.4
4	2800	— // —	— // —	3	2.5	1000	1.26e-15	293	2.4
5	2800	— // —	— // —	3	2.5	819	4.0e-23	238	3.2

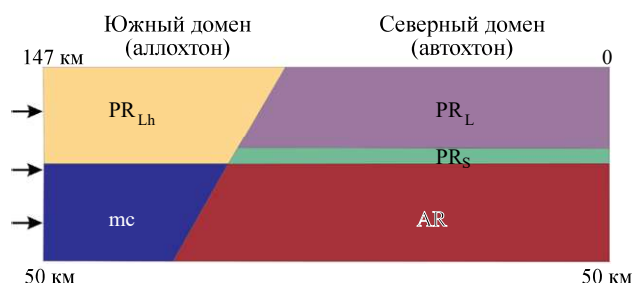
Примечание. A , H , n — реологические коэффициенты крипа (формула 2, см. текст). Номера блоков 1–5 аналогичные, указанным в подписи к рис. 13. Экспериментальные параметры крипа для блоков приняты согласно: 1 — (Kronenberg, Tullis, 1984), 2 — (Zhou et al., 2012), 3 — (Ranalli, 1995), 4 — (Leloup et al., 1999), 5 — (Perchuk et al., 2018).

осуществлялся с использованием следующих численных кодов: Abaqus, I2ELVIS (Gerya, Yuen, 2003); LAPEX-2D (Babeyko et al., 2002), Microfem (Fullsack, 1995); NISA II/Static; PFC2D; SloMo (Kaus, 2005); Sopale (Fullsack, 1995).

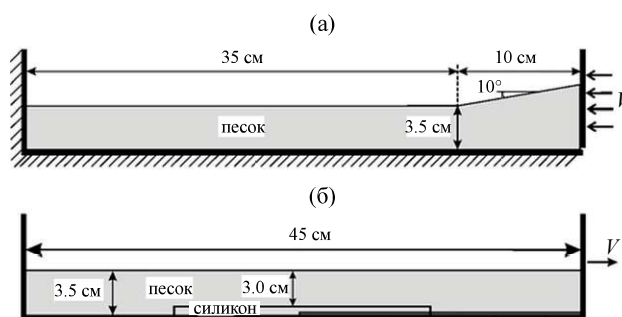
Нами выполнены компьютерные эксперименты по тестированию пакета MSC.Marc и дано сравнение полученных результатов с результатами имеющихся численных решений (Buiter et al., 2006) и лабораторных (аналоговых) экспериментов, представленных в (Schreurs et al., 2006). Схема проведения лабораторных и численных экспериментов по деформированию плоского слоя с наличием склона в условиях сжатия и плоского слоя с неоднородностью в основании в режиме растяжения приведена на рис. 15.

Результаты компьютерного моделирования по сжатию пластовой структуры для модели с использованием пакета MSC.Marc представлены на рис. 15а. В первом численном эксперименте рассматривалось сжатие слоя с утолщением, моделирующем наличие аккреционного клина, аналогичное сжатию в лабораторном эксперименте модельного материала (песка) в боксе. Выбраны следующие кинематические граничные условия: правая стенка ящика двигалась влево с постоянной скоростью V , левая и нижняя стенки предполагались фиксированными (рис. 15а).

На рис. 16 представлены картины деформирования пластового тела из песка, полученные в лабораторном эксперименте (Schreurs et al., 2006) (рис. 16а), а также с помощью математического моделирования с использованием пакетов LAPEX-2D (Buiter et al., 2006) (рис. 16в) и MSC.Marc (рис. 16г). В последнем случае (рис. 16д) картина деформирования соответствует сжатию на 13.3%. Как в эксперименте, так и в рассматриваемой модели возникают последовательные зоны в виде полос Чернова—Людерса, которые можно интерпретировать как надвиги. Кроме того, формируется ступенчатая

**Рис. 14.** Модельная структура коры Мейерской тектонической зоны и геометрия расчетной области по линии разреза АБ.

PR_L — ладожская серия; PR_s — сортавальская серия; AR — архейский комплекс; PR_{Lh} — лахденпохская серия; mc — мафическая кора под свекофеннидами. V — скорость перемещения аллохтона (Южный домен) при фиксированном автохтоне (Северный домен). Остальные граничные условия указаны в тексте. Положение метавулканитов сортавальской серии PR_s показано для двух вариантов модели: пунктирными линиями — для моделей R2,3-геом2, сплошными линиями — для остальных в табл. 4.

**Рис. 15.** Схемы экспериментов по деформированию пластообразной структуры в боксе при сжатии (а) и при растяжении (б) с движущейся правой стенкой. Постановка задачи и свойства материала соответствуют лабораторным и численным экспериментам, приведенным в (Buiter et al., 2006).

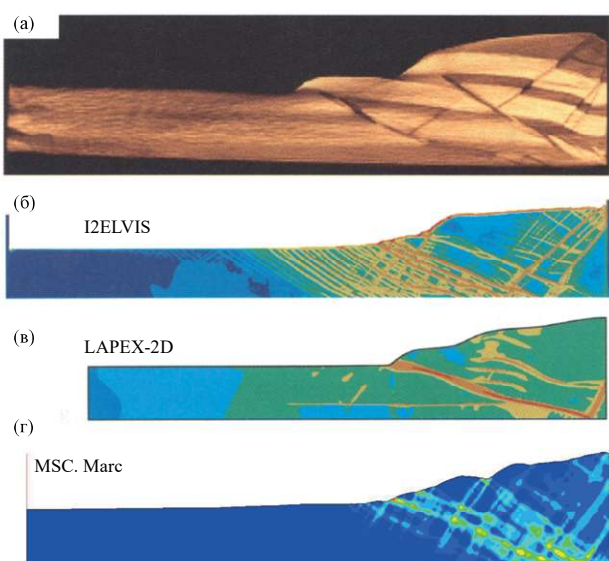


Рис. 16. Сравнение результатов аналогового эксперимента по сжатию слоя из песка и результатов математического моделирования.

(а) — картины надвигообразования, получены в эксперименте (Schreurs et al., 2006); (б, в, г) — при математическом моделировании с использованием пакетов I2ELVIS (Gerya, Yuen, 2003), LAPEX-2D (Babeyko et al., 2002) и MSC.Marc (настоящая работа). Представлены картины формирования надвига; цветом от синего к красному показана скорость пластических деформаций.

форма рельефа поверхности в виде последовательности уступов, ограниченных плоскостями надвигов. Наблюдается тенденция к формированию сопряженных плоскостей деформации с наклоном в противоположную сторону главным плоскостям надвига (обратные надвиги, Татаурова и др., 2024). Такие же клиновидные структуры наблюдаются в лабораторных экспериментах (рис. 16а). Сравнивая результаты компьютерного моделирования процесса сжатия пластового тела из песка, проведенные с использованием функции текучести Хубера—Мизеса, следует отметить их качественное соответствие как с результатами лабораторного эксперимента, так и с результатами компьютерного моделирования других авторов (Buiter et al., 2006) (рис. 16). Сравнение с результатами других численных кодов представлено в (Buiter et al., 2006).

В качестве второго теста проводилось моделирование растяжения структуры, состоящей из слоя песка с неоднородностью в форме силиконовой подложки в основании бокса. Граничные условия выбирались следующими: правая стенка ящика и правая половина мягкой подложки и жесткого основания двигались направо с постоянной скоростью V (рис. 15б). В соответствующем лабораторном эксперименте (Schreurs et al., 2006) осуществлялось аналоговое моделирование образования впадин, разломов или разрывов, наблюдающихся

в природных осадочных бассейнах. Параметры модели материала принимались следующими (Buiter et al., 2006): модуль Юнга $E = 5 \cdot 10^5$ Па, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, предел текучести $\sigma_y = 14$ Па для модели материала с использованием функции текучести Хубера—Мизеса; для модели материала с функцией текучести Друкера—Прагера значение предела текучести соответствовало $\sigma_y = 14$, параметр $\alpha = 0.07$ соответствует углу внутреннего трения $\phi = 12.2^\circ$ сцеплению $C = 8.3$ Па по формуле (1).

На рис. 17а, 17б приведены результаты выполненных в двух лабораториях аналоговых экспериментов по растяжению слоя при деформации 5%. На рис. 17в, 17г показаны результаты моделирования, полученные с использованием пакетов I2ELVIS (Gerya, Yuen, 2003), LAPEX2D (Babeyko et al., 2002) при деформации 4.4%. В наших численных экспериментах в пакете MSC.Marc использовались модели упругопластического материала с поверхностями текучести Друкера—Прагера (рис. 17д) и Хубера—Мизеса (рис. 17е). В первом случае деформация “рассеяна” над всей областью пластичной подложки в основании (рис. 17д), тогда как во втором варианте деформации в виде полос Чернова—Людерса локализованы в узкой зоне растяжения (рис. 17е). Соответственно, в первом случае рельеф свободной поверхности имеет выраженную структуру рифта, во втором — формируется широкая впадина. Характер деформирования нижнего пластичного слоя определяет интенсивность деформации в основном теле.

Из результатов моделирования следует, что для геоматериалов в условиях горизонтального сжатия и растяжения выбор моделей пластичности с поверхностью текучести Хубера—Мизеса или Друкера—Прагера, используемых в пакете MSC.Marc, дает удовлетворительное соответствие с аналоговым экспериментом.

Сравнение с результатами аналоговых экспериментов и численных моделей, приведенных в (Buiter et al., 2006), позволяет установить удовлетворительное сходство при фиксированных реологических параметрах. Дальнейшая верификация должна состоять в исследовании чувствительности модели к вариациям реологических параметров и пространственного разрешения модели (плотности вычислительной сетки). Таким образом, в рамках моделирования процессов сжатия и растяжения в лабораторном масштабе по результатам выполненной верификации подтверждена применимость пакета MSC.Marc для исследования процессов сжатия и растяжения.

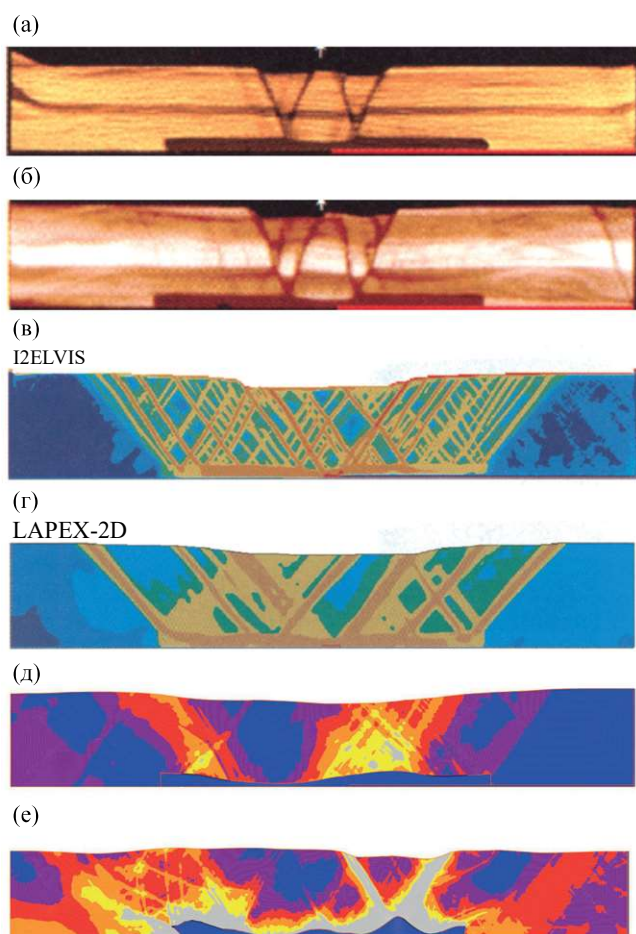


Рис. 17. Сравнение результатов аналоговых экспериментов и математического моделирования растяжения.

(а, б) — деформированные конфигурации, полученные в экспериментах (Schreurs et al., 2006); (в, г) — результаты моделирования с использованием пакетов I2ELVIS (Gerya, Yuen, 2003), LAPEX2D (Babeyko et al., 2002); (д, е) — выполненное моделирование растяжения с использованием пакета MSC. Marc (настоящая работа) с моделью пластичности Друкера—Прагера (д) и Хубера—Мизеса (е). Тонотом от синего к красному показана интенсивность пластических деформаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Численный эксперимент состоит из двух этапов: на первом — ко всей области модели прикладывается сила тяжести за произвольный интервал времени (экспериментально подобран интервал 10 лет), на втором этапе задается движение левой (рис. 14) границы со скоростью 1 см/год, что соответствует скорости деформации $2.6 \cdot 10^{-15}$ 1/с. Поскольку основной целью моделирования было определение распределения давления в деформированной коре при

коллизии доменов, длительность моделируемого процесса при движении аллохтона была одинаковой во всех моделях, 1 млн лет. Затем, для оценки устойчивости термодинамических параметров пород тектонической зоны, рассчитывалось напряженно-деформированное состояние после прекращения движения блоков в течение 3 млн лет, что предположительно соответствует общей длительности активной фазы взаимодействия аллохтонного и автохтонного блоков. В табл. 4 перечислены варианты тестовых расчетов с указанием параметров модели и характеристикой поля давления.

Во всех вариантах расчетов величина интенсивности напряжений, пластической деформации и скорости деформации резко меняется от блока к блоку (рис. 18). Аномальное давление возникает в большинстве расчетов в узкой полосе в нижней коре, на границах раздела блоков аллохтона и автохтона (рис. 18а, 19б). В Северном и Южном домене рост напряжения происходит со скачком на границе блоков пород с разной реологией и наблюдаются полосы локализации деформаций.

Поле распределения динамического давления оказывается неоднородным в условиях взаимодействия блоков разной компетентности: мягкого блока верхней коры автохтона и жесткой верхней коры аллохтона. Область повышенного давления образуется в средней коре. Она имеет эллипсоидную (сигмоидальную) форму в поперечном к разлому сечении. Максимальное избыточное давление составляет 8–9 кбар при фоновом давлении на данной глубине 4–6 кбар. Стоит отметить, что область повышенного давления распространяется по обе стороны от сместителя и прослеживается примерно на 15 км в удалении от разлома. Картины распределения пластических деформаций и скорости деформации (рис. 18в, 18г) указывают на развитие интенсивных движений в верхней коре Северного домена (автохтоне) и в нижней коре Южного домена (аллохтоне), т.е. в наиболее пластичных блоках.

Иной характер деформаций наблюдается в модели R3-геом2m1m2-m4 (табл. 4), в которой свойства блоков верхней коры Северного и Южного доменов выбраны одинаковыми, а свойства блоков нижней коры — контрастными (рис. 19). Этот вариант расчета рассматривался с целью тестирования чувствительности модели к неоднородным механическим параметрам блоков коры. Как и следовало ожидать, в одинаковых по прочностным характеристикам блоках верхней коры характер деформации не меняется, тогда как при сжатии контрастных пород она концентрируется в наиболее мягком блоке аллохтона. При указанных комбинациях параметров крупной аномалии давления не появляется, однако фиксируется узкая контактовая аномальная зона на границе раздела доменов (рис. 19а). Для модели R3-геом2m1m2-m4 (табл. 4) получены решения с характерными полосами

Таблица 4. Параметры вариантов модели

Модель	$\sigma_{Y\ 1,5}$, МПа	$\sigma_{Y\ 2,3,4}$, МПа	$\alpha_{1,5}$	$\alpha_{2,3,4}$	E_{1-5} , ГПа	ν
R1	10	20	0.012	0.16	50	0.25
R2	10	20	0.012	0.0853	50	0.25
R3	1	2	0.012	0.16	50	0.25
R4	10	20	0.043	0.0853	50	0.25
R5	10	20	0.023	0.0853	50	0.25
R7	2	1	0.16	0.012	50	0.25
R6	$\sigma_{Y\ 1,3,5} = 1$	$\sigma_{Y\ 2,4} = 2$	$\alpha_{1,3,5} = 0.012$	$\alpha_{2,4} = 0.16$	50	0.25
R8	$\sigma_{Y\ 1,2,5} = 1.7$	$\sigma_{Y\ 3,4} = 1$	$\alpha_{1,2,5} = 0.16$	$\alpha_{3,4} = 0.012$	50	0.25
R9	$\sigma_{Y\ 1,2,5} = 1$	$\sigma_{Y\ 3,4} = 1.7$	$\alpha_{1,2,5} = 0.012$	$\alpha_{3,4} = 0.16$	50	0.25
R9mod	$\sigma_{Y\ 1,2,5} = 1$	$\sigma_{Y\ 3,4} = 1.2$	$\alpha_{1,2,5} = 0.012$	$\alpha_{3,4} = 0.16$	50	0.25
R3-геом2m1m2-m4	$\sigma_{Y\ 1,4,5} = 1$	$\sigma_{Y\ 2,3} = 2$	$\alpha_{1,4,5} = 0.012$	$\alpha_{2,3} = 0.16$	50	0.25
R2-геом2	10	20	0.012	0.0853	50	0.25
R3-геом2	1	2	0.012	0.16	50	0.25
Soft1	17.1	33.1	0.043	0.085	50	0.25
Soft2	10	20	0.012	0.122	50	0.25
Soft3	10	20	0.012	0.16	10	0.25
Soft4	10	20	0.012	0.16	36	0.25
Soft5	10	20	0.012	0.16	20	0.25
Soft6	10	20	0.012	0.16	20	0.18

Примечание. σ_Y , α — эмпирические константы закона пластичности (формула 1, см. текст) приняты по (Beaumont et al., 1996; Selzer et al., 2008). Индексы 1–5 соответствуют номерам блоков, указанных в подписи рис. 13.

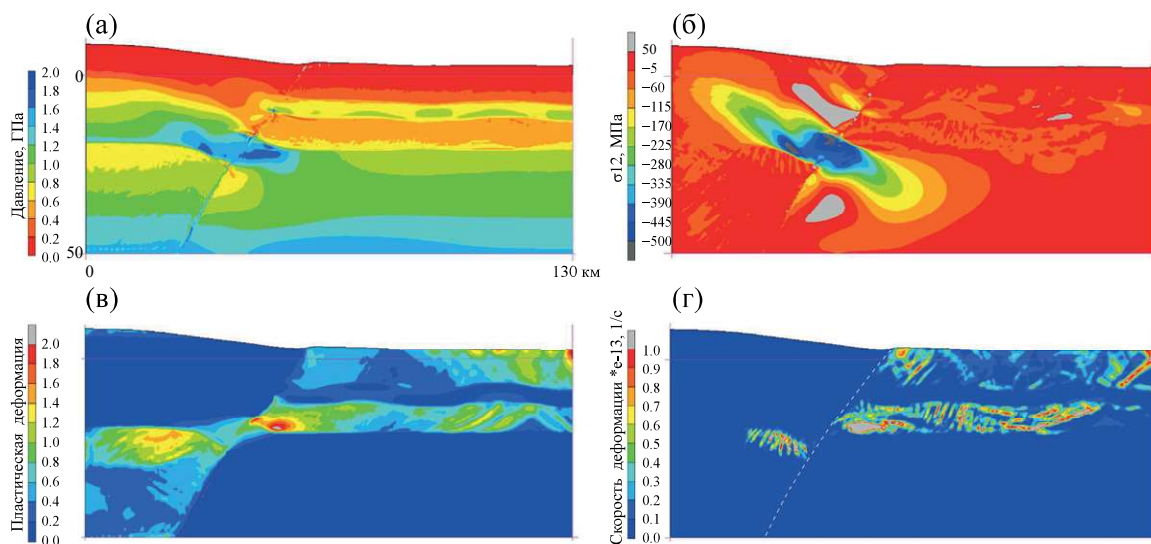


Рис. 18. Результаты термомеханического моделирования (модель R2-геом2, табл. 4) тектонического взаимодействия аллохтонного и автохтонного блоков Мейерской тектонической зоны на момент времени 1.67 млн лет (величина горизонтального сжатия коры 11.5%).

(а) — общее давление (цветом показано увеличение давления от красного к синему, 1 ГПа = 10 кбар); (б) — распределение сдвиговой компоненты напряжений (МПа); (в) — интенсивность пластических деформаций; (г) — скорость деформации (1.e-13/с), пунктиром показано положение разлома.

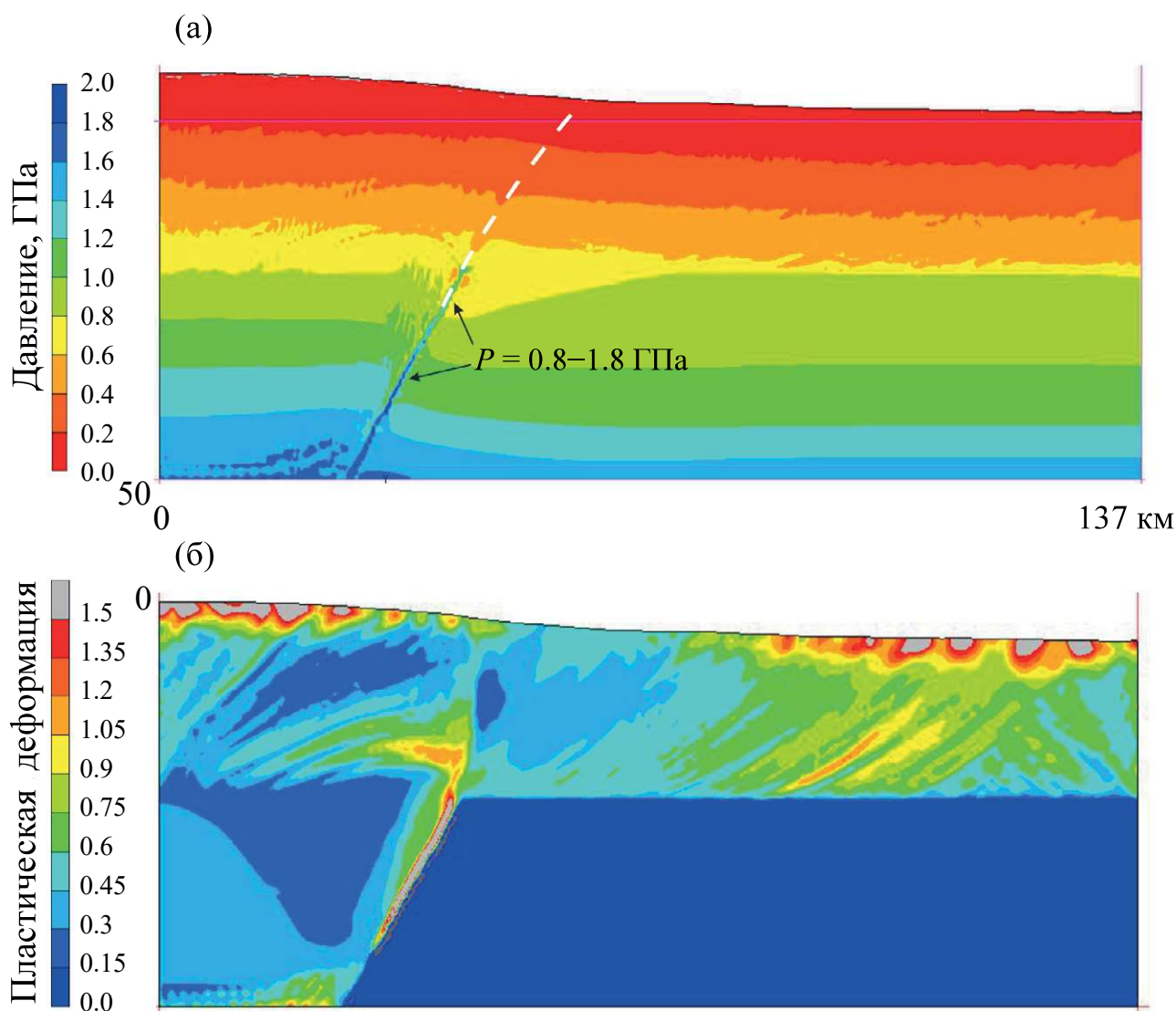


Рис. 19. Картина распределения давления (а) и пластических деформаций (б) в модели (R3-геом2m1m2-m4) с одинаковыми реологическими свойствами блоков верхней коры Южного и Северного доменов (аллохтона и автохтона) и различными свойствами блоков нижней коры.

Картины приведены на момент окончания сближения блоков (величина горизонтального сжатия коры 7%). Аномальная область сверхлитостатического давления в верхней коре отсутствует по сравнению с моделью R2-геом2 (рис. 18). Указан диапазон давления на контакте блоков. Пунктиром показано положение разлома.

локализации пластических деформаций (линии Чернова–Людерса) в блоках верхней коры (рис. 19б). Эти линии могут соответствовать системе подчиненных разломов, входящих в состав Раахе–Ладожской шовной зоны.

Важным вопросом является не только способ генерации сверхдавления в деформированных породах, но и способность сохранения избыточного давления в течение интервала времени, достаточного для фиксации в метаморфических минералах. Для этого было проведено тестирование модели при конечной длительности сжатия, когда

деформирование продолжалось 1 млн лет, а затем следовал этап релаксации в течение 2 млн лет в неподвижной среде. На рис. 20 показана эволюция общего давления в точках вблизи контакта блоков. Момент достижения максимального давления наступает в интервале 0.5–1 млн лет и зависит от положения относительно плоскости надвига и реологических свойств блока коры. После прекращения сближения блоков в течение 1 млн лет наступает релаксация напряжений к литостатическим, начальная стадия этого процесса соответствует ниспадающим сегментам кривых на рис. 20.

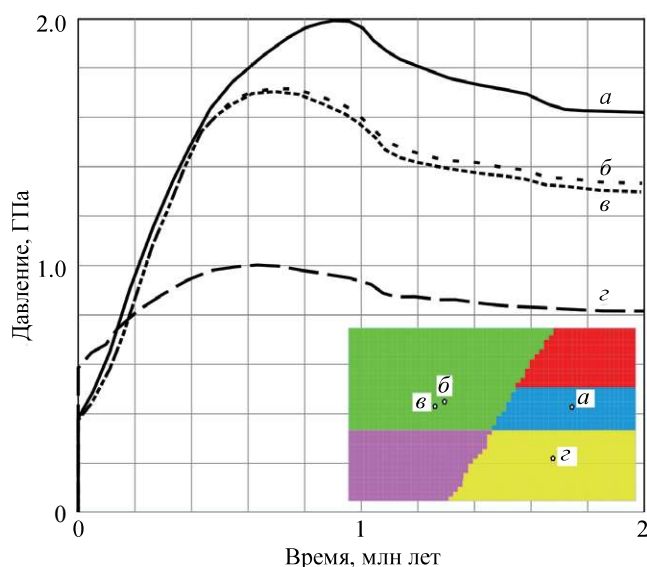


Рис. 20. Длительность существования нелитостатического давления в приконтактовой области в центре модели (см. вставку). Невозмущенное давление на данной глубине составляет 4 кбар (точки *a*, *b*, *v*) и 6 кбар (точка *z*).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ ПОРОД И ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

До формирования Мейерской тектонической зоны в гранулитовом (далее аллохтонном) блоке пиковые давления при региональном метаморфизме не превышали 5–6 кбар (Балтыбаев и др., 2004, 2021 и др.). С эксгумацией гранулитов одной из характерных черт P – T развития пород в аллохтоне была резкая смена режима давления при все еще высоких температурах, что подтверждено, например, появлением ортопироксен-плагноклазовых симплектитов, развивающихся по гранату (Вивдич и др., 2024). В породах автохтонного блока давления минералообразования до формирования надвига также не превышало 5–6 кбар, как это следует из данных барометрии пород (Балтыбаев, Вивдич, 2021). Проведенные исследования позволяют говорить о заметном (на 1–6 кбар, табл. 2) увеличении давления в породах двух блоков во время формирования надвиговой зоны по сравнению с предыдущим гранулитовым этапом. Мы предполагаем, что выявленные превышения могут быть связаны с появлением в процессе развития надвига избыточного динамического давления, повлиявшего на минеральные равновесия. Несмотря на использование разных инструментов термобарометрии, оценки увеличения давления в ходе образования Мейерской надвиговой зоны остаются довольно сопоставимыми. Например, результаты расчетов в программе winTWQ (рис. 6), хотя и несколько

ниже, но попадают в диапазон среднееквadrатического отклонения P – T параметров, рассчитанным в avPT-THERMOCALC (рис. 7).

В метапелитовых системах пиковые значения, при которых сохраняется минеральное равновесие, отвечают условиям $P = 8$ –11 кбар и $T = 770$ –800°C. Метабазитовая система (гранатовые амфиболиты) также сохраняет признаки воздействия повышенного давления, но более низкого, чем фиксируется в метапелитах.

Более низкие давления, получаемые по парагенезисам метабазитов, возможно, отражают различие механических и реологических свойств метапелитов и метабазитов. Нами с помощью модуля WERAMI программного комплекса Perple_X сравнивались свойства трех образцов контрастного химического состава: гранат-биотитового гнейса Б-20-466, амфибол-гранатового гнейса Б-20-450, гранатового амфиболита 6066k в диапазоне $P = 6$ –12 кбар и $T = 600$ –800°C. Выявлено существенное различие таких параметров, как плотность пород, модуль объемного сжатия (объемной упругости) и модуль сдвига. Можно предположить, что при прочих равных параметрах менее плотные и менее прочные метапелиты с ростом давления подвергаются большим деформациям, чем более плотные и более жесткие метабазиты. В поле повышенных давлений процесс уплотнения пород сопровождается протеканием минеральных реакций и преобразованием исходных минеральных ассоциаций. В метапелитах, например, происходит формирование высококальциевых гранатов, магнезиальных биотитов с относительно повышенным содержанием титана и кальциевого плагноклаза. Метабазиты на аналогичные условия реагируют менее выражено благодаря своим прочностным и упругим свойствам, вследствие чего изменение состава сосуществующих минералов не отражает в полной мере величины нагрузки, которую испытывала порода. Кроме различий в реологических свойствах метапелитов и метабазитов, воздействие флюида и плавление пород также могут оказывать ключевое влияние на фиксируемые P – T параметры у двух групп пород.

Нельзя также исключать возможность переуравновешивания состава сосуществующих минералов в метабазитах в процессе релаксации. Для метапелитовых и метабазитовых минеральных систем характерно постпиковое снижение P – T параметров, которое сопровождается регрессивными изменениями с преобразованием химического состава породообразующих минералов и сменой минерального состава. Например, в гранатовых амфиболитах отмечается заметный рост объема позднего минерального парагенезиса, состоящего из $Bt + Pl + Qz$.

Численное термомеханическое моделирование хорошо воспроизводит эволюцию температурно-го поля, которое реконструируется по вышеприведенным данным минеральной и мультифазовой термобарометрии и методами моделирования минералообразования путем минимизации энергии Гиббса. Оно также позволяет утверждать, что в надвиговой зоне существуют локальные очаги, в которых возможны как превышения, так и понижения давления относительно литостатического, т.е. проявление динамической составляющей. В работе (Tajčmanová et al., 2015) охарактеризованы результаты собственных наблюдений авторов и литературные данные количественного определения изменения давления на уровне минеральных зерен в объемах штучков или даже шлифов. Подчеркивается эквивалентность использования энергии Гиббса и Гельмгольца в изобарической системе и возможность через свободную энергию Гиббса системы анализировать изменения давления минералообразования.

По стратиграфическому положению изученные породы принадлежат палеопротерозойскому разрезу в составе ладожской и лахденпохской (более высокотемпературный аналог первой) серий, которые представлены метатурбидитами, метапсаммитами и другими разностями метаморфизованных осадков. Ладожская метатурбидитовая серия по возрасту соотносится с калевием (Балтыбаев и др., 2000). На прилегающей территории Финляндии калевийские отложения включают аналогичные метатурбидиты, метапсаммиты и метаконгломераты (в поясах Хейтийнен, Саво, Кайнуу и Перяпохья).

Таким образом, исследуемые нами породы по возрасту и структурно-вещественным признакам аналогичны палеопротерозойским метаосадочным комплексам, выделяемым и в пределах обширной Раахе-Ладожской шовной зоны, и в Свекофенском орогене в целом. Пока нет ни геологических, ни других (структурно-вещественных, геохимических, изотопно-геохимических) предпосылок для выделения каких-либо “экзотических высокобарических” толщ или пластин ни в пределах Мейерского надвига, ни в Раахе-Ладожской зоне.

Минеральные парагенезисы с аномально высокими давлениями в образцах из Мейерской тектонической зоны редки. Чаще всего породы с такими парагенезисами обнаруживаются в виде мелких фрагментов обнажений (первые метры и даже меньше), не обладающих какими-либо явными особенностями, которые позволяли бы визуально отличить их от подавляющего большинства окружающих пород.

Предполагается, что палеопротерозойская ювенильная кора Свекофенского орогена образовалась в результате аккреции дуговых комплексов на архейский континент (Gaal, Gorbachev, 1987;

Nironen, 1997; Lahtinen et al., 2002 и др.). На всей площади этого орогена и прикратонной части геологами четырех стран (России, Финляндии, Швеции, Норвегии) за многолетние исследования не фиксировались породы, давление при метаморфизме которых превышало бы 5–6 кбар, что крайне свойственно для аккреционных комплексов, в отличие от коллизионных. Учитывая большую детальность изучения орогена многими международными научными коллективами (Korsman et al., 1999 и ссылки в ней), маловероятно, что в этой структуре есть неизвестные реликтовые высокобарические породы, не связанные с аккреционным этапом развития.

С учетом приведенных данных мы полагаем, что изученные породы представляют единый разрез ладожской (лахденпохской) серии, относятся к одному уровню глубинности, а минеральные метаморфические парагенезисы в них отражают специфику локальной эволюции P – T параметров при тектоническом взаимодействии двух блоков.

Таким образом, P – T оценки, основанные на наблюдаемых минеральных равновесиях, и численные методы реконструкции P – T режима метаморфизма пород в надвиговой зоне указывают на возможность широких вариаций давления при тектоническом транспорте вещества. Эти выводы согласуются с опубликованными данными о возможности роста давления в тектонических зонах. Например, на основе термомеханического численного моделирования субдукции и столкновения плит показана возможность появления областей сверхдавления (Reuber et al., 2016). Если субдуцирующая кора однородна по латерали и имеет малые эффективные углы трения (и, следовательно, слаба), давление внутри канала субдукции отклоняется от литостатического менее чем на 20%. Однако, если учесть механическую неоднородность многих природных складчатых образований, моделирование показывает появление давления значительно большего, чем литостатическое. Эти эффекты наиболее выражены в основании земной коры (глубина ~40 км), где давление достигает 2–3 ГПа и сохраняется в течение миллионов лет. Однако оно быстро сбрасывается во время продолжающейся деформации, из чего следует, что обнаружить такие сверхдавления можно лишь при эксгумации комплексов сверхбыстрым способом.

Для объяснения формирования высокобарических пород была предложена модель “автоклава” (Vrijmoed et al., 2009) и высказано мнение, что частичное плавление кислых гнейсов в ограниченном пространстве является возможным механизмом образования сверхвысокого давления и в целом больших вариаций этого параметра. Модель нашла поддержку в работе авторов (Chu et al., 2017), изучающих линзы эклогитов при частичном

плавлении кислых гнейсов в одной из зон надвига (Новая Англия, США).

Избыточное давление в различных геодинамических условиях объясняется также моделью эксгумации HP и UHP комплексов с небольших глубин по сужающимся вверх каналам субдукции с жесткими или деформируемыми стенками при отсутствии высокого давления на дне каналов (Marques et al., 2018a, 2018b). Другой такой обстановкой могут быть пологие каналы течения в нижних частях коры, что было продемонстрировано на примере Гималаев (Marques et al., 2018a). Наконец, к таким структурам относят трансформные зоны сдвигового течения (Schmalholz, Podladchikov, 2013). В двух представленных моделях сверхдавление развивается на фоне горизонтального сжатия всей литосферы, приводящей к ее укорочению. Аналитические расчеты и численное моделирование напряженного состояния литосферы орогенических поясов продемонстрировали высокую вероятность возникновения избыточного давления в нижней коре, которое может превышать литостатическое давление в 1.1–2.0 раза в зависимости от компрессионного сжатия (Petrini, Podladchikov, 2000).

В некоторых исследованиях показано, что высокой может быть роль флюидов при возникновении сверхдавления. Например, для каледонских эклогитов Норвегии предложена модель образования (Jamtveit et al., 2018) за счет “флюидного ослабления” изначально сухой и сильно напряженной нижней коры при надвиге на окраину Фенноскандинавского щита. Авторы считают, что их модель применима к любой конвергентной границе плит, где сейсмическая активность и привнос флюидов приводят к новому минералообразованию.

Разработанная ранее микромасштабная модель (в масштабе шлифа) (Полянский и др., 2024) учитывает контрастные реологические свойства отдельных минеральных фаз и межзерновое взаимодействие поликристаллического агрегата в условиях сдвига. Была подтверждена возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны были получены оценки максимального избыточного давления от 2–3 кбар до 4–5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Условием для генерации сверхдавления должно быть наложение деформации сдвига на структурно-неоднородные породы. Показано, что избыточное давление может сохраняться в локальном объеме вещества в геологическом масштабе времени, достаточном для фиксации в метаморфических минералах.

Поведение вещества Мейерской тектонической зоны описывается в рамках реологической модели упруго-вязко-пластичного тела. Наличие

водно-углекислотного флюида позволяет использовать пониженный коэффициент трения α (аналог угла внутреннего трения в законе Кулона–Мора), благодаря чему возможен учет эффекта порового флюидного давления согласно представлениям (Beaumont et al., 1996; Selzer et al., 2008). Присутствие флюида значительно снижает прочность породы в результате механизма деформационного разупрочнения (Bos, Spiers, 2002), поэтому реальный коэффициент трения в таком случае значительно ниже, чем при лабораторных измерениях в образцах сухой породы.

В ряде разработанных моделей, в которых обсуждается возможность и величина избыточного давления, рассматривалось вертикально-слоистое строение коры, стратифицированной по реологическим свойствам (Petrini, Podladchikov, 2000; Schmalholz, Podladchikov, 2013). В нашей модели учитывалось, что разновозрастные блоки, разделенные Мейерской тектонической зоной, характеризуются контрастным составом, поэтому в модели наряду с вертикальной стратификацией коры рассматривается латеральная неоднородность взаимодействующих доменов. Кроме этого, существенной особенностью модели является механизм сжатия без значительных надвиговых деформаций и тектонического наложения отдельных пластин. В упрощенной структуре коры жесткий блок архейского основания Карельского кратона и протерозойский гранулитовый блок приладожской части Свеккофеннского пояса контролируют условия формирования аномалий сверхлитостатического давления по обе стороны от главного сместителя Мейерского надвига. В численных экспериментах на контакте доменов разной компетентности картина распределения давления очень неоднородна. В зависимости от глубины изучаемого профиля величина избыточного давления сильно варьирует относительно модельной аномальной области. Так как начальная мощность изучаемых докембрийских комплексов и глубина эрозии неизвестны, сравнить термобарометрические и модельные оценки P – T параметров с учетом ограниченного объема наблюдаемых данных весьма проблематично. В связи с этим можно говорить лишь о возможности объяснить наблюдаемые локальные неоднородности давления тектоническим стрессом.

Как показали расчеты, возникающие аномалии давления в зоне надвига сохраняются в геологически значимом масштабе времени (первые млн лет), необходимом для формирования минеральных парагенезисов.

Из этого следует, что локальное повышение динамического давления на 1–6 кбар в ходе образования надвига, можно связать с неоднородностью механических свойств взаимодействующих тектонических блоков.

Полученные модельные картины распределения величин давления, напряжения, пластических и вязких деформаций позволяют заключить, что отклонения от литостатического давления могут возникать при коллизии блоков без значительных тектонических перемещений по зонам субдукции, как рассматривалось в более ранних исследованиях.

Таким образом, приведенные в настоящей работе термобарометрические оценки и результаты численного термомеханического моделирования метаморфизма пород в Мейерской тектонической зоне могут быть одним из пока еще немногочисленных примеров, демонстрирующих эффект сверхдавления в умеренно-температурных сдвиго-надвиговых зонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термодинамический анализ минералообразования в юго-восточной части региональной тектонической зоны сочленения пород Свекофеннского подвижного пояса и окраины Карельского кратона позволил выявить метаморфические минеральные парагенезисы в метапелитах и метабазитах, которые предположительно свидетельствуют о появлении избыточного динамического давления (“overpressure”) в ходе образования надвига. Такое давление имеет тектоническую природу, его величина может превышать литостатическое.

Поле динамического давления оказывается неоднородным в условиях взаимодействия блоков разной компетентности — мягкой верхней коры автохтона и жесткой верхней коры аллохтона. Аномалия повышенного давления эллипсоидной или сигмоидальной в поперечном сечении формы образуется в средней коре. По результатам численного моделирования, максимальное избыточное давление составляет 8–9 кбар при фоновом 4–6 кбар. Вариации реологических параметров тектонических доменов существенно влияют на распределение давления.

Термомеханическое численное моделирование согласуется с результатами минеральной геотермобарометрии и подтверждает возможность возникновения локальных очагов повышенного и пониженного давления при формировании надвиговых зон с объемными параметрами и реологическими свойствами пород коры, наблюдаемыми в Мейерской надвиговой зоне.

Описание эффекта появления динамической составляющей давления в природных объектах в научной литературе встречается редко, что, скорее всего, является следствием отсутствия систематических исследований в этом направлении.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензентам Ю.А. Морозову (ИЗК РАН, г. Москва) и Т.В. Гере (Швейцарский федеральный

технологический институт Цюриха) за вдумчивые и доброжелательные комментарии и замечания, учет которых позволил улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0002 Минобрнауки России и по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400176-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Ризванова Н.Г. Проявление поздне-свекофеннского метаморфизма повышенных давлений в зональном метаморфическом комплексе Северного Приладожья (Юго-Восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2021. Т. 29. № 3. С. 292–308.

<https://doi.org/10.31857/S0869590321020023>

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): Р–Т условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87.

<https://doi.org/10.31857/S0016853X21040032>

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг — главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд. СПбГУ, 2000. 199 с.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутонно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (Юго-Восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193. <https://doi.org/10.31857/S0869590322020029>

Балтыбаев Ш.К., Саватенков В.М., Петракова М.Е. Т–t эволюция раннепротерозойских пород Северного Приладожья по данным изучения U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd систем в минералах // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 3. 0759. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0759>

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. Метаморфические минеральные реакции и

парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (Юго-Восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2024. Т. 32. № 2. С. 195–217. <https://doi.org/10.31857/s0869590324020046>

Гульбин Ю.Л. P–T тренды и моделирование эволюции минерального состава метapelитов Северного Приладожья в системе MnNCKFMASH // Записки РМО. 2014. Т. 143. № 6. С. 34–53.

Коробейников С.Н. Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2000. 262 с.

Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смутьская А.И. Стресс–метаморфизм и стресс–метаморфиты в докембрии Приладожья // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 19–35. <https://doi.org/10.17076/geo159>

Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. № 4. С. 450–466.

Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В. и др. Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверхлитостатического давления // Петрология. 2024. Т. 32. № 1. С. 19–45. <https://doi.org/10.31857/S0869590324010036>

Татаурова А.А., Стефанов Ю.П., Деев Е.В. Механизмы формирования тектонических структур в зонах сочленения горных хребтов и прилегающих впадин: геомеханическое численное моделирование // Геология и геофизика. 2024. <https://doi.org/10.15372/GIG2024187>

Babeyko A., Sobolev S., Trumbull R. et al. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 199. P. 373–388. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00597-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00597-6)

Baltybaev S.K. Svecofennian orogen of the Fennoscandian shield: Compositional and isotopic zoning and its tectonic interpretation // Geotectonics. 2013. V. 47. No 5. P. 452–464. <https://doi.org/10.1134/S0016852113060022>

Beaumont C., Kamp J.J., Hamilton J., Fullsack P. The continental collision zone, South Island, New Zealand: Comparison of geodynamical models and observation // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101 (B2). P. 3333–3359. <https://doi.org/10.1029/95JB02401>

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // Journal of Petrology. 1988. V. 29. No 2. P. 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. No 4. P. 833–855.

Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada. 2007. Open File 5462 (revised). URL: <https://doi.org/10.4095/223228>

Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 1–24. <https://doi.org/10.1007/s004100050232>

Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // American Mineralogist. 2007. V. 92. No 1. P. 139–150. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2051>

Bos B., Spiers C.J. Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: Microphysical model and implications for crustal strength profiles // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107 (B2). <https://doi.org/10.1029/2001JB000301>

Buiter S.J.H., Babeyko A.Yu., Ellis S. et al. The numerical sandbox: comparison of model results for a shortening and an extension experiment // Eds. S.J.H. Buiter, G. Schreurs. Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. Geological Society, London, Special Publications. 2006. V. 253. P. 29–64.

Chu X., Ague J.J., Podladchikov Y.Y., Tian M. Ultrafast eclogite formation via melting-induced overpressure // Earth and Planetary Science Letters. 2017. V. 479. P. 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.007>

Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 666–718. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666>

Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: A natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 140. P. 353–362. <https://doi.org/10.1007/s004100000187>

England P.C., Thompson A.B. Pressure–temperature paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 894–928. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.894>

Fullsack P. An arbitrary lagrangian–eulerian formulation for creeping flows and its applications in

tectonic models // *Geophysical Journal International*. 1995. V. 120. P. 1–23.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research*. 1987. V. 35. No 1. P. 15–25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90044-1)

Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 2015. V. 33. P. 785–800. <https://doi.org/10.1111/jmg.12144>

Gerya T.V., Yuen D.A. Rayleigh–Taylor instabilities from hydration and melting propel “cold plumes” at subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 212. No 1–2. P. 47–62. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00265-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00265-6)

Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A. et al. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // *Journal of Metamorphic Geology*. 2016. V. 34. P. 845–869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. No 11–12. P. 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>

Holland T.J.B., Powel R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 309–344. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>

Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *Journal of Metamorphic Geology*. 2011. V. 29. P. 333–383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>

Jamtveit B., Moulas E., Andersen T.B. et al. High pressure metamorphism caused by fluid induced weakening of deep continental crust // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35200-1>

Kaus B.J.P. Modelling approaches to geodynamic processes. PhD thesis, Los Angeles: University of California, 2005. ETH Zurich.

Korobeynikov S.N., Reverdatto V.V., Polyanskii O.P. et al. Computer simulation of underthrusting and subduction due to collision of slabs // *Numerical Analysis and Applications*. 2009. V. 2. No 1. P. 58–73. <https://doi.org/10.1134/S1995423909010066>

Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // *International Geology Review*. 1999. V. 41. P. 287–333.

Kremenetsky A.A., Milanovsky S.Y., Ovchinnikov L.N. A heat generation model for the continental crust based on deep drilling in the Baltic Shield // *Tectonophysics*. 1989. V. 159. P. 231–246.

Kronenberg A.K., Tullis J. Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1984. V. 89 (B6). P. 4281–4297. <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04281>

Kukkonen I.T., Peltonen P. Xenolith-controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere–asthenosphere relations // *Tectonophysics*. 1999. V. 304. P. 301–315.

Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U–Pb, Sm–Nd and geochemical data // *Precambrian Research*. 2002. V. 116. P. 81–109.

Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of Amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association. Commission on new minerals and mineral names // *American Mineralogist*. 1997. V. 82. P. 1019–1037. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>

Leloup P., Ricard Y., Battaglia J., Lacassin R. Shear heating in continental strike-slip shear zones: Model and field examples // *Geophysical Journal International*. 1999. V. 136. No 1. P. 19–40. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00683.x>

Li Z., Gerya T.V., Burg J.P. Influence of tectonic overpressure on P – T paths of HP–UHP rocks in continental collision zones: Thermomechanical modelling // *Journal of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 227–247. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00864.x>

Mancktelow N.S. Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites // *Journal of Metamorphic Geology*. 1993. V. 11. P. 801–812. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00190.x>

Mancktelow N.S. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high-pressure metamorphic rocks // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100. P. 571–583. <https://doi.org/10.1029/94JB02158>

Mancktelow N.S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 149–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.013>

MARC Users Guide. Vol. A: Theory and Users Information. Santa Ana (CA): MSC. Software Corporation. 2010.

Marques F.O., Ranalli G., Mandal N. Tectonic overpressure at shallow depth in the lithosphere: the

- effects of boundary conditions // *Tectonophysics*. 2018a. V. 746.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.022>
- Marques F.O., Mandal N., Ghosh S. et al.* Channel flow, tectonic overpressure, and exhumation of high-pressure rocks in the Greater Himalayas // *Solid Earth*. 2018b. V. 9. P. 1061–1078.
<https://doi.org/10.5194/se-9-1061-2018>
- Moulas E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Y., Kostopoulos D.* The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // *Petrology*. 2013. V. 21. No 6. P. 577–587.
<https://doi.org/10.1134/S0869591113060052>
- Nironen M.* The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precambrian Research*. 1997. V. 86. No 1–2. P. 21–44.
- Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al.* Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 572–586.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>
- Petrini K., Podladchikov Y.* Lithospheric pressure depth relationship in compressive regions of thickened crust // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. V. 18. P. 67–77.
<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00240.x>
- Ranalli G.* Rheology of the Earth. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall, 1995. 413 p.
- Reuber G., Kaus B., Schmalholz S., White R.* Nonlithostatic pressure during subduction and collision and the formation of (ultra)high-pressure rocks // *Geology*. 2016. V. 44. G37595.1.
<https://doi.org/10.1130/G37595.1>
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al.* Causes, geodynamic factors and models of metamorphism // *The Nature and Models of Metamorphism*. Switzerland: Springer Geology, 2019. P. 83–228.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-03029-2_3
- Rutland R.W.R.* Tectonic overpressures, in *Controls of Metamorphism*. Eds. W.S. Pitcher, G.W. Flinn. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1965. P. 119–139.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high-pressure rocks // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 1984–1988.
<https://doi.org/10.1002/grl.50417>
- Schmalholz S.M., Medvedev S., Lechmann S.M., Podladchikov Y.* Relationship between tectonic overpressure, deviatoric stress, driving force, isostasy and gravitational potential energy // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 197. P. 680–696.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu040>
- Schreurs G., Buiter S.J.H., Boutelier D. et al.* Analogue benchmarks of shortening and extension experiments // Eds. S.J.H. Buiter, G. Schreurs. *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society, London, Special Publications. 2006. V. 253. P. 1–27.
- Selzer C., Buiter S.J.H., Pfiffner O.A.* Numerical modelling of frontal and basal accretion at collisional margins // *Tectonics*. 2008. V. 27. TC3001.
<https://doi.org/10.1029/2007TC002169>
- Tajčmanová L., Vrijmoed J., Moulas E.* Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // *Lithos*. 2015. V. 216–217. P. 338–351.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.006>
- Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H.* An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe-Ti garnet-peridotite, Western Gneiss Region, Norway // *European Journal of Mineralogy*. 2009. V. 21. P. 1119–1133.
<https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1985>
- White R., Powell R., Johnson T.* The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals // *Journal of Metamorphic Geology*. 2014. V. 32 № 8. P. 261–286.
<https://doi.org/10.1111/jmg.12095>
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zhou Y., Rybacki E., Wirth R. et al.* Creep of partially molten fine-grained gabbro under dry conditions // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. B05204.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008646>

Dynamic Component of Pressure during Metamorphism in a Thrust Zone

Sh. K. Baltybaev^{1, 2}, E. S. Vivdich^{1, 2}, O. P. Polyansky³, V. G. Sverdlova³

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, the Russian Academy of Sciences, Russia*

²*St. Petersburg State University, Institute of the Earth Sciences, Russia*

³*V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Russia*

In the southeastern fragment of the Raahe-Ladoga suture zone in Russia, within the Meyeri tectonic zone, increased pressures ("overpressure") were revealed, caused by structural-metamorphic transformations of rocks during collisional interaction of allochthonous and autochthonous blocks. It is assumed that tectonic interaction of the rigid crustal block of the Archean basement of the Karelian craton (autochthon) and the Proterozoic granulite block of the Svecofennian belt (allochthon) controls the conditions for the formation of superlithostatic pressure anomalies. Methods of mineral geobarometry and numerical thermomechanical modeling in the rocks of the thrust zone recorded pressures up to 9–11 kbar, while lithostatic pressure not exceeding 4–6 kbar. The obtained results allow us to consider that the nature of the local superlithostatic pressure up to 7–9 kbar, established by mineral geobarometers and numerical thermomechanical modeling, can be explained by the tectonic interaction of blocks with heterogeneous physical and mechanical properties, and not reflect the error of the applied mineral geobarometry instruments.

Keywords: Superlithostatic pressure, tectonic zone, thrust, metamorphic rocks, P – T parameters